



HAL
open science

Le volcanisme tholéiitique de la zone du Versoyen (Alpes franco-italiennes) . Minéralogie, pétrographie et géochimie.

Jean Louis Lasserre, Christine Lavergne

► To cite this version:

Jean Louis Lasserre, Christine Lavergne. Le volcanisme tholéiitique de la zone du Versoyen (Alpes franco-italiennes) . Minéralogie, pétrographie et géochimie.. Géochimie. Université Scientifique et Médicale de Grenoble, 1976. Français. NNT: . tel-00619639

HAL Id: tel-00619639

<https://theses.hal.science/tel-00619639>

Submitted on 6 Sep 2011

HAL is a multi-disciplinary open access archive for the deposit and dissemination of scientific research documents, whether they are published or not. The documents may come from teaching and research institutions in France or abroad, or from public or private research centers.

L'archive ouverte pluridisciplinaire **HAL**, est destinée au dépôt et à la diffusion de documents scientifiques de niveau recherche, publiés ou non, émanant des établissements d'enseignement et de recherche français ou étrangers, des laboratoires publics ou privés.

Doctorat de 3^e cycle
N^o d'ordre

thèse

présentée à

l'Université Scientifique et Médicale
de Grenoble

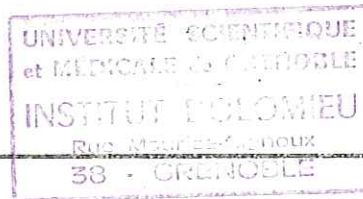
pour obtenir le grade de Docteur de 3^e cycle

Spécialité ; Géologie Appliquée

par

Jean-Louis
LASSERRE

Christine
LAVERNE



Le volcanisme tholéiitique
de la zone du Versoyen (Alpes franco-italiennes):
minéralogie, pétrographie et géochimie

soutenue le 12 juillet 1976 devant la commission d'examen

M. R. MICHEL

Président

Mme N. VATIN-PERIGNON

Rapporteur

MM P. ANTOINE

)
) Examineurs
)

P. VIALON

10145712

AVANT - PROPOS

Cette thèse est le résultat d'une étude commune faite par Jean-Louis LASSERRE et Christine LAVERNE. Nous avons effectué ensemble les levées de terrain et l'échantillonnage, tandis que nous nous sommes répartis le travail de laboratoire et la rédaction de ce volume .

Rédaction commune:

Introduction

CHAPITRE I - Données de terrain

CHAPITRE IV- Conclusions

Jean-Louis LASSERRE

CHAPITRE III - Géochimie

Christine LAVERNE

CHAPITRE II - Minéralogie - Pétrographie

REMERCIEMENTS

A l'issue de ce travail, nous tenons à remercier Monsieur P. ANTOINE*, les familles Y. ARPIN, CHEVRONNET et L. RULLIER de Bourg-Saint-Maurice, Monsieur H. DE LA ROCHE°(ATP ECT 23), Madame J. DESMONS*, Monsieur M. LAMBOY**, Monsieur P. A. MARILLET, Monsieur R. MICHEL*, Monsieur P. SALIOT†, Madame N. VATIN-PERIGNON*, Monsieur P. VIALON*, Monsieur G. VIVIER*, ainsi que tous nos camarades de 3ème cycle. Tous à des titres divers ont contribué à la réalisation de ce mémoire.

Nous sommes surtout très reconnaissants envers nos parents, qui ont supporté la charge de longues études et ont poussé leur dévouement jusqu'à assurer la frappe de ce mémoire!

- * Institut Dolomieu - GRENOBLE
- ** Laboratoire de Géologie de l'Université de ROUEN
- C. R. P. G. - NANCY
- + E. N. S. - PARIS

R E S U M E

La région étudiée s'étend de Bourg St-Maurice (Savoie) à la Thuile (Val d'Aoste-Italie), entre la vallée du Reclus et le torrent du Versoyen. Elle correspond à la partie centrale de la zone du Roignais-Versoyen définie par Antoine (1971).

L'Etude pétrographique et géochimique des roches volcaniques basiques a été détaillée grâce aux analyses à la microsonde électronique des pyroxènes reliques et aux dosages des éléments de transition en traces (Cr, Ni, Co, V).

Le volcanisme du Versoyen, d'extension limitée, s'est mis en place sous forme de sills dans une série péritique meuble.

Au sein des sills les plus épais (10 à 80 m) a été mise en évidence l'existence d'une différenciation sous faible pression partielle d'oxygène, à partir d'un magma tholéitique hybride (caractère océanique avec quelques tendances continentales).

Une spilitisation affecte, au cours de leur refroidissement, les dolérites cristallisées ; il s'agit d'un processus hydrothermal se traduisant par la destabilisation de l'olivine, du plagioclase et, dans une moindre mesure, du pyroxène, avec un gain en Na, Li, H₂O et une perte en Ca, Sr, K, Ba, Rb. L'existence de sources hydrothermales liées à la spilitisation est établie.

L'ensemble de ces formations a subi des recristallisations métamorphiques poussées lors de la phase éoalpine (plissements isoclinaux d'axe N50°).

Une paragenèse Schistes Verts à glaucophane précède une paragenèse Schistes Verts de moindre pression.

Le contrôle chimique de l'apparition de la première paragenèse est très marqué.

Le massif basique de la Pointe du Clapey, au Sud de la région étudiée, est distingué du volcanisme crétacé du Versoyen, sur des critères pétrographiques géochimiques et structuraux. Afin d'expliquer la genèse de ce massif, l'hypothèse d'un volcanisme liasique dans le bassin des calcshistes du Petit St-Bernard est proposée.

Les volcanismes liasique et crétacé qui ne constituent en aucune manière des complexes ophiolitiques, sont dus à la distension d'une bordure continentale fragile.

V
ABSTRACT

The area studied stretches from Bourg St-Maurice (Savoie) to la Thuile (Val d'Aoste-Italy), between the Reclus valley and the Versoyen stream. It corresponds to the central part of the Roignais-Versoyen area, as defined by Antoine (1971).

The petrography and geochemistry of the volcanic basic rocks are studied in detail with electronic microprobe analysis of magmatic pyroxenes and dosages of trace transition elements (Cr, Ni, Co, V).

The Versoyen volcanism, limited in extent, took place as sills in a series of soft pelites. Within the thickest sills (10 to 80 m) evidence of the existence of a differentiation under low oxygen partial pressure has been shown from an hybrid tholeiitic magma (oceanic character with a few continental tendencies).

In the course of their cooling down, a spilitisation happens to the crystallised dolerites; it is an hydrothermal process involving the destabilization of olivine, plagioclase and, to a minor extent, of pyroxene, with an increase in Na, Li, H₂O and a loss in Ca, Sr, K, Ba, Rb. The existence of hydrothermal sources linked to the spilitisation is established.

These formations as a whole have undergone important metamorphic recrystallizations during the eoalpine phase (isoclinal folds with N50 axis). A glaucophane Green Schists paragenesis comes before a Green Schists paragenesis of lower pressure. The chemical control of the appearance of the first paragenesis is well marked.

The basic mass of the Clapey peak, south of the area studied, differs from the cretaceous volcanism of the Versoyen by petrographic, geochemical and structural standards. In order to explain the genesis of this mountain mass, the hypothesis of a liasic volcanism in the calcshists basin of the Petit St-Bernard is proposed.

The liasic and cretaceous volcanisms which, by no means could be considered as ophiolitic complexes, are the result of stretching of a weak continental edge.



Photo 1 - Vue d'avion en direction du Nord Est des sills de la région du
Versoyen.

Au 1er plan, à droite, le prolongement Nord des Aiguilles de Beaupré (2802 m)

Au 2ème plan, les Aiguilles de l'Hermitte (2998 m)

A l'arrière plan, à droite, le glacier du Ruitor

Dans les sills qui apparaissent en clair le diaclasage est bien visible.

TABLE DES MATIERES

	Pages
<u>INTRODUCTION</u>	1
<u>CHAPITRE I - DONNEES DE TERRAIN</u>	
A - STRATIGRAPHIE ET PETROGRAPHIE.....	4
1) Données récentes.....	4
a) Les recherches stratigraphiques (ANTOINE 1971).....	4
b) Les recherches pétrographiques (LOUBAT 1968).....	6
2) Nouvelles données de terrain.....	6
a) Relations entre série sédimentaire et série volcanique , coupe du point coté 2849 m.....	6
b) Indépendance des sills vis à vis des roches grenues (coupe de l'Aiguille de l'Hermitte - versant français).....	9
- Puissance des sills.....	9
- Les faciès pétrographiques.....	9
c) Données nouvelles sur les laves en coussins.....	9
- Nouveau gisement de laves en coussins au nord de Pointe Rousse.....	11
- Sur l'origine métasomatique des amphiboles bleues de certains cortex de coussins.....	11
- Fragmentation par vésiculation des laves en coussins de Tormotta.....	12
3) Conclusions.....	15
B - TECTONIQUE.....	15
1) Rappel des données antérieures.....	15
a) Structure générale du secteur du Versoyen.....	15
b) La klippe du glacier d'Arguerey.....	17
c) Les écailles acides de Pointe Rousse.....	17
2) Nouvelles données.....	17
a) Mesures structurales. Individualisation des diverses phases de déformation probables.....	17
b) Clivages et écaillages dans la zone du Versoyen.....	19
B1 - Existence possible de clivages au sein de la série du Versoyen.....	19
B2 - Nouvelles hypothèse concernant la "klippe du Glacier d'Arguerey".....	21
1 - La polarité des séries.....	21
2 - Les calcschistes attribués au Lias.Cadre structural de la zone de l'Hermitte.....	25
B3 - Conclusions.....	29
c) Le cas particulier du massif du Clapey.....	29
d) Réinterprétation des écailles de matériel acide et de serpentinite.....	29
- Données de terrain.....	29
- Interprétation.....	30
e) Les failles tardives.....	33
C - CONCLUSIONS.....	33
Stratigraphie et pétrographie.....	33
Tectonique.....	34

CHAPITRE II - MINERALOGIE - PETROGRAPHIE.....	35
Avertissement.....	36
A) Etude minéralogique.....	36
- Méthodologie.....	36
- Introduction.....	36
1) ALBITE.....	36
2) QUARTZ.....	37
3) PYROXENES MAGMATIQUES.....	37
4) PYROXENES METAMORPHIQUES.....	42
5) CHLORITES.....	45
6) HORNBLENDES.....	48
7) AMPHIBOLES CALCIFIQUES ET CALCOSODIQUES.....	51
8) AMPHIBOLES SODIQUES.....	52
9) STILPNOËME.....	54
10) MICAS BLANCS.....	56
11) BIOTITE VERTE.....	58
12) GRENATS.....	58
13) CHLORITOÏDE.....	59
14) EPIDOTES.....	60
15) CALCITE.....	60
16) TOURMALINE.....	60
17) APATITE.....	61
18) SPHÈNE.....	61
19) ANTIGORITE.....	61
20) ILMÉNITE.....	61
21) MAGNÉTITE.....	62
22) HÉMATITE.....	62
RECAPITULATIF.....	62
B) Etude pétrographique.....	65
I - Les LAVES EN COUSSINS.....	65
1) Les laves en coussins les plus représentées.....	65
a) Le coussin lui-même.....	65
b) La matrice.....	66
. La matrice d'origine volcanique.....	66
. La matrice d'origine sédimentaire.....	66
2) Les laves en coussins à cortex à glaucophane.....	67
a) Le coeur des coussins.....	67
b) Les enveloppes de coussins.....	68
II - LES SILLIS MINCES.....	69
. Le faciès moyen de sill mince.....	69
. Variations observées dans les sill minces.....	70
. Conclusions.....	70

Univ. J. Fourier - O.S.U.G.
 MAISON DES GÉOSCIENCES
 DOCUMENTATION
 B.P. 53

F. 38041 GRENOBLE CEDEX
 Tél. 04 76 63 54 27 - Fax 04 76 57 40 58
 Mail: ptalour@ujf-grenoble.fr

18 AOÛT 2003

III - LES FACIÈS PARTICULIERS DES SILLS ÉPAIS.....	70
1) Les roches à reliques de minéraux primaires.....	71
a) Les roches à pyroxènes magmatiques reliques.....	71
b) Les roches à pyroxènes et amphiboles primaires.....	79
c) La genèse de la hornblende brune.....	86
d) Récapitulatif et interprétation.....	86
1) Les phénomènes magmatiques.....	86
2) Les phénomènes tardimagmatiques et postmagmatiques précoces.....	87
3) Le métamorphisme.....	87
2) Les roches dépourvues de minéraux reliques.....	88
a) Contrôle du faciès originel par les paragenèses métamorphiques et le chimisme.....	88
b) Récapitulatif et interprétations.....	91
3) Conclusions sur les faciès particuliers des sills épais.....	91
IV - LES ROCHES VERTES DU MASSIF DU CLAPEY.....	92
1) Rappels.....	92
a) Les roches éruptives du centre.....	92
b) Les faciès de bordure.....	92
2) Les faciès centraux du massif du Clapey.....	93
a) Principaux caractères des faciès courants.....	93
b) Les faciès exceptionnels.....	94
• Les roches à reliques d'omphacite.....	94
• Les roches à reliques d'augite et de hornblende ferropargasitique.....	95
• Les roches à reliques d'augite seule.....	96
c) Conclusions sur les faciès centraux du Clapey.....	97
• Le magmatisme.....	97
• Les épisodes métamorphiques.....	97
3) Les faciès de bordure du Clapey.....	98
a) Descriptions.....	98
b) Conclusions sur les faciès de bordure du Clapey.....	101
• Le magmatisme.....	101
• Le métamorphisme.....	101
4) Le métamorphisme de haute pression du Clapey : une originalité pétrographique du Versoyen.....	102
5) Conclusions sur les metabasites du Clapey.....	103
V - LES SCHISTES NOIRS.....	103
1) Les schistes noirs situés entre les sills.....	103
a) Description.....	103
b) Interprétation : genèse des schistes noirs situés entre les sills.....	107
2) Les schistes noirs du Clapey.....	108
3) Conclusions.....	110
VI - LE PASSAGE SCHISTES NOIRS - METABASITE.....	111
1) Passage progressif.....	111
2) Passage brutal.....	111
3) Conclusions.....	113
VII - LA ROCHE VERTE A ENCLAVES SEDIMENTAIRES ET LES ENCLAVES SEDIMENTAIRES.....	113
1) La roche verte à enclaves sédimentaires.....	113

2) Les enclaves déditimentaires.....	114
3) Conclusions sur les roches vertes à enclaves sédimentaires.....	114
 VIII - LA BRECHE DU MIRAVIDI.....	115
 IX - LES SERPENTINITES.....	115
1) La serpentinite franche.....	115
2) La serpentinite proche de l'encaissant.....	116
3) La chloritite ou "mur noir".....	117
4) Conclusions.....	117
 X - LES FACIES ACIDES DE TYPE POINTE ROUSSE.....	118
C) <u>Conclusion de l'étude minéralogique et pétrographique</u>	118

CHAPITRE III - GEOCHIMIE

Géochimie des roches vertes de la zone du Versoyen.....	122
Introduction - Méthodes analytiques.....	122
 I - Répartition globale des éléments dans les roches vertes.....	127
1) Histogrammes de fréquence.....	127
- Les roches vertes des sills.....	127
- Les metabasites du massif du Clapey.....	128
2) Comparaison entre les deux groupes de roches vertes.....	129
3) Premier essai de caractérisation géochimique des roches vertes du Versoyen.....	130
 II - Comportement des éléments dans les dolérites des sills.....	131
1) Rappel des données pétrographiques.....	131
2) Solidification d'un sill : possibilité d'existence d'une différenciation par cristallisation fractionnée, dans les sills du Versoyen.....	132
3) Etude des éléments à distribution peu perturbée par les altérations postmagmatiques.....	135
a) Sélection des éléments traceurs des processus d'origine magmatique.....	135
b) Le magnésium, le fer et le titane - Indice FeO/MnO.....	135
c) L'aluminium.....	143
d) Les éléments de transition en trace.....	144
. Comportement géochimique des éléments de transition - Rappels.....	144
- Le chrome.....	144
- Le nickel.....	145
- Le vanadium.....	145
- Le cobalt.....	146
. Distribution des éléments de transition dans les dolérites des sills.....	146
- Le chrome.....	146
- Le nickel.....	149
- Le vanadium.....	152
- Le cobalt.....	155
. Conclusion : apport des éléments de transition à l'étude des roches basiques transformées.....	160
e) Synthèse de l'étude des éléments à distribution primaire. La différenciation dans les sills.....	160
4) Etude des éléments à distribution perturbée par les processus postmagmatiques.....	163
a) La spilitisation dans les dolérites du Versoyen.....	163
. Existence d'une spilitisation dans les roches vertes du Versoyen.....	163
. Caractérisation de la spilitisation dans les dolérites des sills.....	163
- Diagramme (Al/3 - K) (Al/3 - Na).....	163

- Diagramme $Si/3 = (Na + K + 2 Ca/3)$ $K = (Na + Ca)$	165
• Modalités de la spilitisation - Données récentes sur la spilitisation.....	167
• Proposition d'un processus général de spilitisation.....	170
b) Comportement des éléments lors de la spilitisation.....	170
• Les alcalins et alcalino-terreux.....	170
- Sodium.....	170
- Potassium et rubidium - Le rapport K/Rb.....	171
- Calcium et strontium - Les rapports Ca/Sr et Rb/Sr.....	174
- Baryum.....	180
- Lithium.....	182
• Les éléments volatils : H_2O , CO_2	188
c) Essai de synthèse sur la spilitisation des dolérites du Versoyen.....	189
5) Les éléments à comportement hybride.....	192
a) la silice.....	192
b) Le cuivre.....	194
6) Contamination, métasomatose.....	196
a) Contamination des roches vertes par le matériel sédimentaire.....	196
b) Contamination des roches vertes par les écailles de matériel acide.....	199
c) Contamination des métapélites lors de l'épisode volcanique.....	199
d) Métasomatisme : les adinoles.....	199
e) Les sources hydrothermales : action métasomatique.....	200
III Comportement des éléments dans le massif basique du Clapey.....	203
1) Rappel des données pétrographiques, distinction des faciès basiques centraux et des faciès de bordure.....	203
2) Les faciès basiques centraux.....	203
a) Etude des éléments traceurs des processus magmatiques.....	203
• Le magnésium, le fer et le titane.....	203
• L'aluminium.....	209
• La silice.....	209
• Les éléments de transition en traces.....	209
- Chrome.....	209
- Nickel.....	211
- Vanadium.....	211
- Cobalt.....	213
• Conclusion : distinction entre les sills de dolérites et la masse basique du Clapey.....	215
b) La spilitisation.....	219
• Diagramme $(Al/3 = K)$ $(Al/3 = Na)$	219
• Diagramme $Si/3 = (Na + K + 2 Ca/3)$ $K = (Na + Ca)$	219
• Les éléments mobiles lors de la spilitisation.....	219
- Sodium.....	219
- Potassium, rubidium.....	219
- Calcium, strontium.....	219
- Lithium.....	222
- Les éléments volatils = H_2O , CO_2	222
• Conclusions.....	222
3) Les faciès de bordure.....	222

IV - Caractérisation géochimique du magmatisme du Versoyen.....	225
1) Les dolérites du Versoyen : type magmatique.....	225
2) Les roches basiques du Clapey : type magmatique.....	230

CHAPITRE IV : CONCLUSIONS.....	234
--------------------------------	-----

- Annexe	240
----------------	-----

- Bibliographie.....	245
----------------------	-----

LISTE DES FIGURES

	Pages
Fig. 1 Schéma orohydrographique et toponymique de la zone du Versoyen.	
Fig. 2 - Schéma tectonique régional.....	1
Fig. 3 - Le conglomérat du Collet des Rousses. Différentes interprétations structurales.....	5
Fig. 4 - Coupe du massif basique de Clapey.....	5
Fig. 5 - Coupe du Point coté 2849 m.....	7
Fig. 6 - Panorama du versant français des aiguilles de l'Hermitte.....	10
Fig. 7 - "Brèche de pillows" (d'après Antoine 1971).....	13
Fig. 8 - "Brèche de pillows" à proximité de Tormotta.....	14
Fig. 9 - Coupe dans la bordure d'un gros "pillow".....	13
Fig. 10- Rapports entre zone du Roignais Versoyen et unité du Petit St-Bernard.....	16
Fig. 11- Mesures structurales (Schistosité et axes de plis).....	18
Fig. 12- Rotation des linéations anciennes N 50 par étirement sur le flanc est d'un pli d'axe N 0.....	20
Fig. 13- Schéma interprétatif du raccourcissement et de l'épaississement de la série à sills basiques du Versoyen.....	24
Fig. 14- Panorama du versant italien des Aiguilles de l'Hermitte.....	22
Fig. 15- Rapport entre les différentes unités dans la région de l'Hermitte (vu depuis le vallon de Beaupré-France).....	23
Fig. 16- Coupe interprétative schématique de la zone du Versoyen au niveau des aiguilles de l'Hermitte.....	26
Fig. 17- Schéma structural de la région des aiguilles de l'Hermitte.....	27
Fig. 18- Coupe interprétative de la structure de la zone du Versoyen au niveau des aiguilles de l'Hermitte.....	28
Fig. 19- Coupes interprétatives de la genèse des écaillés de Pointe Rousse.....	32
Fig. 20 - Diagramme de WRIGHT (1968).....	37
Fig. 21- Diagramme de LEFEVRE (1969) Paramètre b du diopside d'une metabasite provenant du sill des Aiguilles de Beaupré (Gg 8).....	42
Fig. 22- Localisation des pyroxènes analysés dans le tableau de classification de POLDERVAART et HESS (1951).....	41
Fig. 23- Pyroxènes sodiques ; teneurs en jd , di , aeg.....	44

LISTE DES FIGURES (Suite)

	Pages
Fig. 24 - Données expérimentales concernant les pyroxènes sodiques. Droite aragonite-calcite.....	44
Fig. 25 - Place des chlorites analysées dans le diagramme de HEY (1954).....	46
Fig. 26 - Place des amphiboles analysées dans le tableau de classification de LEAKE (1968).....	50
Fig. 27 - Amphiboles sodiques ; diagramme Al ^{VI} - Fe - Mg.....	53
Fig. 28 - Distribution de Fe/Fe + Mg entre chlorite et amphibole bleue d'une même roche.....	54
Fig. 29 - Stilpnomélane ; diagramme Al - Fe - Mg.....	56
Fig. 30 - Données expérimentales concernant la paragonite et le stilpnomélane (d'après CHATTERJEE 1970, 1972 et NITSCH, 1969).....	57
Fig. 31 - Diagrammes de HOSCHEK (1967) ; métapélites du Versoyen.....	59
Fig. 32 - Résumé des réactions expérimentales indiquant les conditions P et T des épisodes métamorphiques de la région du Versoyen.....	63
Fig. 33 a - Haut vallon de Beaupré - Localisation des échantillons étudiés (série Hg).....	73
Fig. 33 b - Position relative des sills des aiguilles de Beaupré et du haut vallon de Beaupré - Localisation des échantillons étudiés.....	73
Fig. 34 - Vestige de pyroxène magmatique pseudomorphosé en amphibole bleue, amphibole verte, stilpnomélane, opaques et albite dans un faciès différencié de sill (éch. Hg 29).....	74
Fig. 35 (Ilménite à bordures leucoxénisées, à structure squelettique (éch. Hg 29)	
Fig. 36 - Diagramme Ca, Mg, Fe + Mn : évolution du chimisme des pyroxènes au cours de la différenciation..	76
Fig. 37 - Pyroxènes magmatiques reliques dans un faciès de metabasite de l'Hermitte (éch. Hf 23).....	78
Fig. 38 - Vue d'ensemble du faciès cumulatif des aiguilles de Beaupré (éch. Gg 8).....	78
Fig. 39 - Structures cumulatives d'après WAGER et BROWN (1968) exemple d'un cumulat feldspathique..	79
Fig. 40 - Ancienne plage d'amphibole brune pseudomorphosée en amphibole bleu-vert, amphibole décolorée, chlorite, actinote et opaques. Plage d'amphibole brune à coeur pyroxénique. Faciès cumulatif (éch. Gg 22).....	80
Fig. 41 - Panorama de la paroi située au Nord du Col de Forde. Localisation de l'échantillon Gi 2.....	82
Fig. 42 - Plage d'augite et de hornblende brune tournée avec ombres de pression d'actinote dans une metabasite de Beaupré. (éch. Hg 26).....	84
Fig. 43 - Structure de métadolérite différenciée (éch. Id 11).....	90
Fig. 44 - Relations entre domaine clair et domaine sombre d'un faciès de coeur de Clapey (éch. Gj66)..	93
Fig. 45 - Plage de hornblende verte pseudomorphosée en son centre par de la chlorite, dans un faciès de coeur de Clapey (éch. GJ 42).....	95
Fig. 46 - Augite pseudomorphosée en glaucophane et opaques. Plage à chlorite et grenat (éch Gj 86)....	97

LISTE DES FIGURES (suite)

	Pages
Fig. 47 - Pyroxène jadéitique d'un faciès de bordure de Clapey (éch. Gj 13) avec cassures à albite et hématite.....	99
Fig. 48 - Plage à chlorite, actinote, albite (pseudomorphose de glaucophane) et plage à tourmaline, sphène mica blanc, dans un faciès de bordure de Clapey (éch. Gj 69).....	100
Fig. 49 - Diagramme Na_2O en fonction de SiO_2 pour les roches renfermant ou susceptibles de renfermer un pyroxène jadéitique.....	102
Fig. 50 - Albites post-tectoniques dans un schiste noir (éch. Fd 3).....	104
Fig. 51 - Minéral précoce (cordiérite ?) tourné et plié par la schistosité S_2 . Il est maintenant pseudomorphosé en chlorite (schiste noir Fd 3).....	105
Fig. 52 - Plage de chlorite tournée pseudomorphosant un minéral indéterminable avec ombres de pression à albite, quartz, mica blanc dans un schiste noir (éch. Fd 3).....	106
Fig. 53 - Minéral précoce pseudomorphosé en chlorite, tourné, avec ombres de pression à albite et mica blanc, dans schiste noir (éch. Cl 29).....	106
Fig. 54 - Schistosité S_1 reprise par une schistosité principale S_2 et sa schistosité "annexe" S_2 , produisant un débit en amandes (éch. Cl 29).....	107
Fig. 55 - Interprétation schématique de la chronologie relative des différents plans de glissement.....	109
Fig. 56 - Contact brèche du Miravidi - sill de métabasite par l'intermédiaire d'un liseré blanc.....	112
Fig. 57 - Contact serpentinite - schistes noirs sur l'arête au nord du Miravidi (Z = 3030 m) et localisation des échantillons.....	116
Fig. 58 - Histogramme des éléments majeurs dans les dolérites des sills.....	123 - 124
Fig. 59 - Histogramme des éléments majeurs dans les métabasites du massif du Clapey.....	125 - 126
Fig. 60 - Diagramme temps-épaisseur de la zone figée.....	133
Fig. 61 - Histogramme de fréquence du rapport FeO/MgO dans les dolérites.....	136
Fig. 62 - Diagramme $\text{MgO} - \text{FeO}/\text{MgO}$ pour les dolérites.....	137
Fig. 63 - Diagramme $\text{FeO} - \text{FeO}/\text{MgO}$ pour les dolérites.....	138
Fig. 64 - Diagramme $\text{TiO}_2 - \text{FeO}/\text{MgO}$ pour les dolérites.....	140
Fig. 65 - Diagramme $\text{Al}_2\text{O}_3 - \text{FeO}/\text{MgO}$ pour les dolérites.....	142
Fig. 66 - Histogramme de fréquence des teneurs en Cr des dolérites.....	147
Fig. 67 - Distribution de Cr et Ni en fonction de FeO/MgO dans les dolérites.....	148
Fig. 68 - Histogramme de fréquence des teneurs en Ni des dolérites.....	150
Fig. 69 - Histogramme de fréquence des teneurs en V des dolérites.....	152

LISTE DES FIGURES (suite)

	Pages
Fig. 70 - Distribution de V en fonction de FeO/MgO dans les dolérites	153
Fig. 71 - Histogramme de fréquence des teneurs en Co des dolérites.....	155
Fig. 72 - Distribution de Co en fonction de FeO/MgO dans les dolérites.....	156
Fig. 73 - Corrélation Co-Cr dans les dolérites.....	157
Fig. 74 - Diagramme Ni/Co - FeO/MgO pour les dolérites.....	158
Fig. 75 - Diagramme (Al/3-K) (Al/3-Na) pour les dolérites.....	164
Fig. 76 - Diagramme (Si/3 - (Na+K+2 Ca/3) K-(Na+Ca) pour les dolérites.....	166
Fig. 77 - Diagramme K ₂ O - MgO.....	172
Fig. 78 - Histogrammes de fréquence des teneurs en Rb et du rapport K/Rb dans les dolérites.....	173
Fig. 79 - Corrélation CaO - H ₂ O pour les dolérites.....	175
Fig. 80 - Histogrammes de fréquence des teneurs en Sr et du rapport Ca/Sr dans les dolérites.....	177
Fig. 81 - Diagramme Ca - Sr pour les dolérites.....	178
Fig. 82 - Diagramme Ca/Sr pour les dolérites.....	179
Fig. 83 - Histogramme des teneurs en Ba des dolérites.....	181
Fig. 84 - Histogramme des teneurs en Li des dolérites.....	182
Fig. 85 - Diagramme Mg-Li pour les dolérites.....	183
Fig. 86 - Diagramme Li - H ₂ O pour les dolérites.....	185
Fig. 87 - Diagramme Mg/Li - Li pour les dolérites.....	186
Fig. 88 - Diagramme SiO ₂ - FeO/MgO pour les dolérites.....	193
Fig. 89a - Histogramme de fréquence des teneurs en Cu des dolérites.....	195
Fig. 90 - Histogramme de fréquence des éléments en traces dans les métabasites du Clapey.....	201
Fig. 91 - Histogramme de fréquence du rapport FeO/MgO dans les métabasites du Clapey.....	202
Fig. 92 - Diagramme MgO - FeO/MgO.....	204
Fig. 93 - Diagramme FeO - FeO/MgO.....	205
Fig. 94 - Diagramme TiO ₂ - FeO/MgO.....	206
Fig. 95 - Diagrammes Al ₂ O ₃ - FeO/MgO et SiO ₂ - FeO/MgO pour les métabasites du Clapey.....	208
Fig. 96 - Diagrammes Cr - FeO/MgO et Ni-FeO/MgO.....	210

LISTE DES FIGURES (suite)

	Pages
Fig. 97 - Diagramme V -FeO/MgO.....	212
Fig. 98 - Diagramme Co-FeO/MgO et Ni/Co - FeO/MgO pour les metabasites du Clapey.....	214
Fig. 99 - Diagramme (Al/3 - K) (Al/3 - Na) pour les metabasites du Clapey.....	216
Fig. 100 - Diagramme Si/3 - (Na+K+2Ca/3) K- (Na + Ca) pour les metabasites du Clapey.....	217
Fig. 101 - Diagramme K ₂ O - MgO pour les metabasites du Clapey.....	218
Fig. 102 - Histogramme de fréquence du rapport K/Rb dans les metabasites du Clapey.....	218
Fig. 103 - Diagramme Mg -Li.....	220
Fig. 104 - Diagramme Li - H ₂ O.....	221
Fig. 105 - Diagramme de Pearce (1976) pour les dolérites des sills.....	226
Fig. 106 - Diagramme de Pearce (1976) pour les metabasites du Clapey.....	229
Fig. 107 - La différenciation dans les sills de dolérites - Diagramme synthétique.....	234
Fig. 108 - Différenciation - spilitisation, Evolution géochimique.....	236
Fig. 109 - Le massif de roches vertes du Clapey - Hypothèse interprétatrice.....	239
Addendum:	
Fig. 89 b - Histogramme de fréquence des éléments majeurs dans les métapélites.....	197-198

LISTE DES TABLEAUX

	Pages
Tableau 1 - Diopside provenant du sommet du sill des Aiguilles de Beaupré (Gg 8) - Données radiocristallographiques.....	38
Tableau 2 - Résultats d'analyse à la microsonde des pyroxènes magmatiques.....	39-40
Tableau 3 - Pyroxène jadéitique d'une metabasite de bordure du Clapey (Gj 13).....	43
Tableau 4 - Paramètres réticulaires des chlorites.....	45
Tableau 5 - Analyses des pchnochlorites et des brunsvigites.....	47
Tableau 6 - Analyses des hornblendes.....	49
Tableau 7 - Analyses des actinotes dérivant des hornblendes.....	51
Tableau 8 - Analyses des amphiboles sodiques.....	53
Tableau 9 - Analyse d'un stilpnomélane d'un sill épais du Haut Vallon de Beaupré (Hg 29).....	55
Tableau 10 - Analyse d'une paragonite du Clapey (Gj 13).....	57
Tableau 11 - Analyse du grenat d'une metabasite du Clapey (Gj 86).....	58
Tableau 12 - Conditions P, T. et paragenèses caractéristiques des différents épisodes magmatiques ayant affecté les roches basiques du Versoyen.....	119
Tableau 13 - Les sills épais : différentes paragenèses métamorphiques du faciès schistes verts à glaucophane...	120
Tableau 14 - Dolérites du Versoyen et basaltes moyens : comparaison des chimismes.....	131
Tableau 15 - Comparaison du chimisme d'un faciès de bordure du Clapey à celui d'un mélanogranophyre du Skaergaard - Eléments majeurs.....	223
Tableau 16 - Comparaison du chimisme d'un faciès de bordure du Clapey à celui d'un mélanogranophyre du Skaergaard - Eléments en traces.....	224
Tableau 17 - Comparaison au chimisme des dolérites des sills du Versoyen à celui des basaltes des fonds océaniques et des basaltes continentaux.....	228
Tableau 18 - Comparaison du chimisme des metabasites du Clapey à celui des basaltes des fonds océaniques et des basaltes continentaux.....	230

LISTE DES PLANCHES PHOTOGRAPHIQUES

Planche I - Photo 1 : Vue d'avion, en direction du nord-est, des sills de la région du Versoyen.

Planche II - Photo 2 : Ovardité orientée.

Photo 3 : Ancien cumulat à plagioclases et pyroxènes.

Planche III - Photo 4 : Ancien cumulat à olivine.

Photo 5 : Métadolérite différenciée

Planche IV - Photo 6 : Métadolérite différenciée.

Photo 7 : Métabasite de la partie centrale du Clapey.

Planche V - Photo 8 : Métabasite de la partie centrale du Clapey.

Photo 9 : Faciès de bordure du Clapey.

Planche VI - Photo 10 : Faciès de bordure du Clapey.

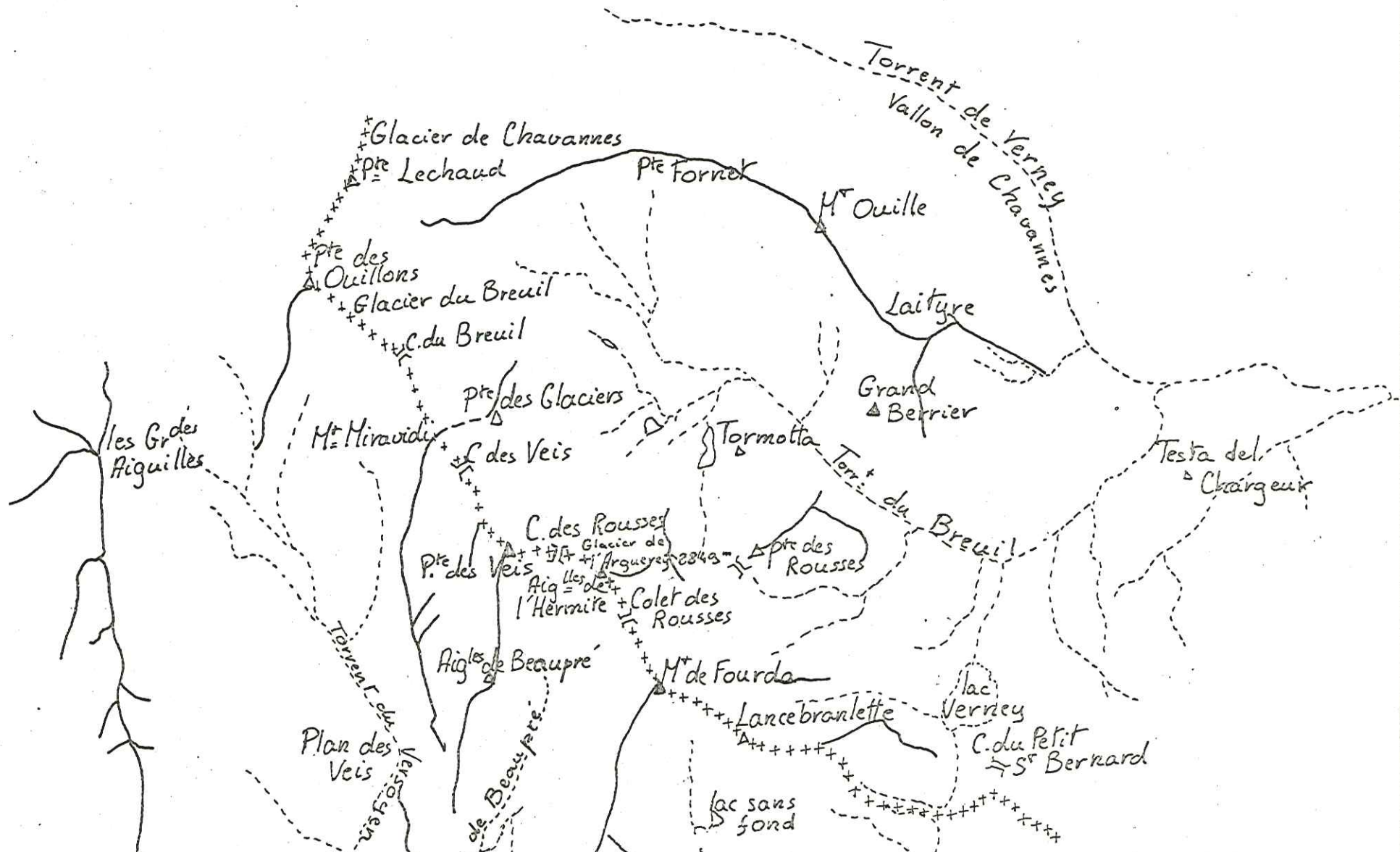
Photo 11 : Faciès de bordure du Clapey.

Planche VII - Photo 12 : Faciès de bordure du Clapey.

Photo 13 : Schiste noir.

Planche VIII - Photo 14 : Serpentinite.

Photo 15 : Serpentinite.



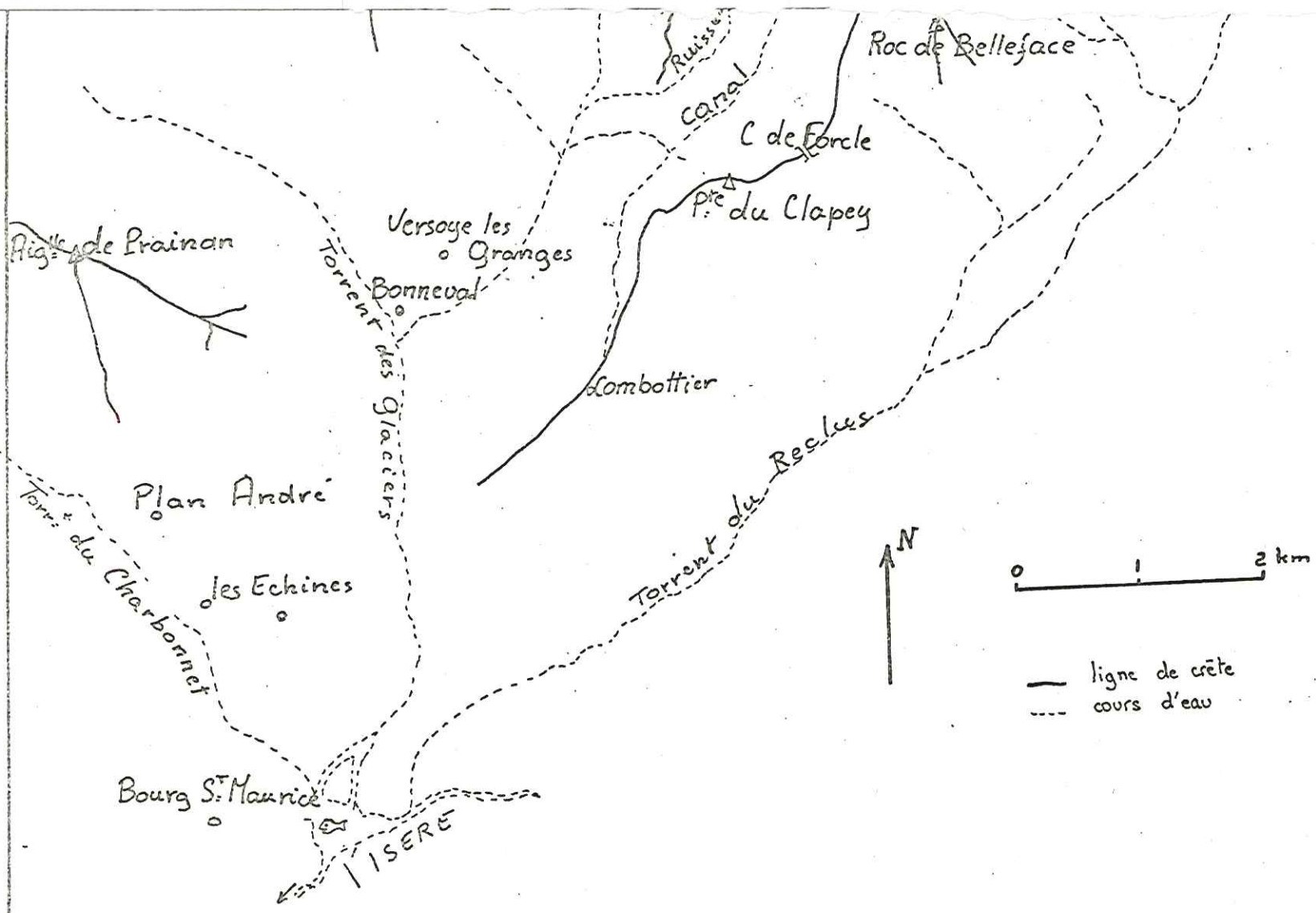


Fig 1 - SCHEMA OROHYDROGRAPHIQUE ET TOPONYMIQUE
DE LA ZONE DU VERSOYEN

I N T R O D U C T I O N

Situation géographique

La zone du Versoyen s'étend de Bourg Saint Maurice (Savoie) à La Thuile, dans la province d'Aoste (Italie); elle est limitée au Nord Ouest par le torrent du Versoyen, au Sud Ouest par le torrent du Charbonnet, au Sud Est par le torrent du Reclus et au Nord Est par le torrent du Breuil. Cette région culmine au Mont Miravidi (ou Mont de Mirande) à 3066 m . (fig. 1).

Situation géologique

La région comprise entre l'Isère et la frontière suisse est constituée d'un ensemble de petites nappes, digitations et écaillés se relayant en festons du Sud au Nord: c'est la zone des écaillés définie par BARBIER (1951), TRUMPY (1955) et ANTOINE (1971), située entre la zone briançonnaise à l'Est et les massifs cristallins externes (Mont Blanc) au Nord Ouest.

La région étudiée appartient à l'unité du Roignais-Versoyen (ANTOINE - 1971). Celle-ci est comprise dans la zone des Brèches de Tarentaise qui est chevauchée à l'Est par l'unité du Petit Saint Bernard et chevauchée à l'Ouest l'unité de Moutiers (fig. 2).

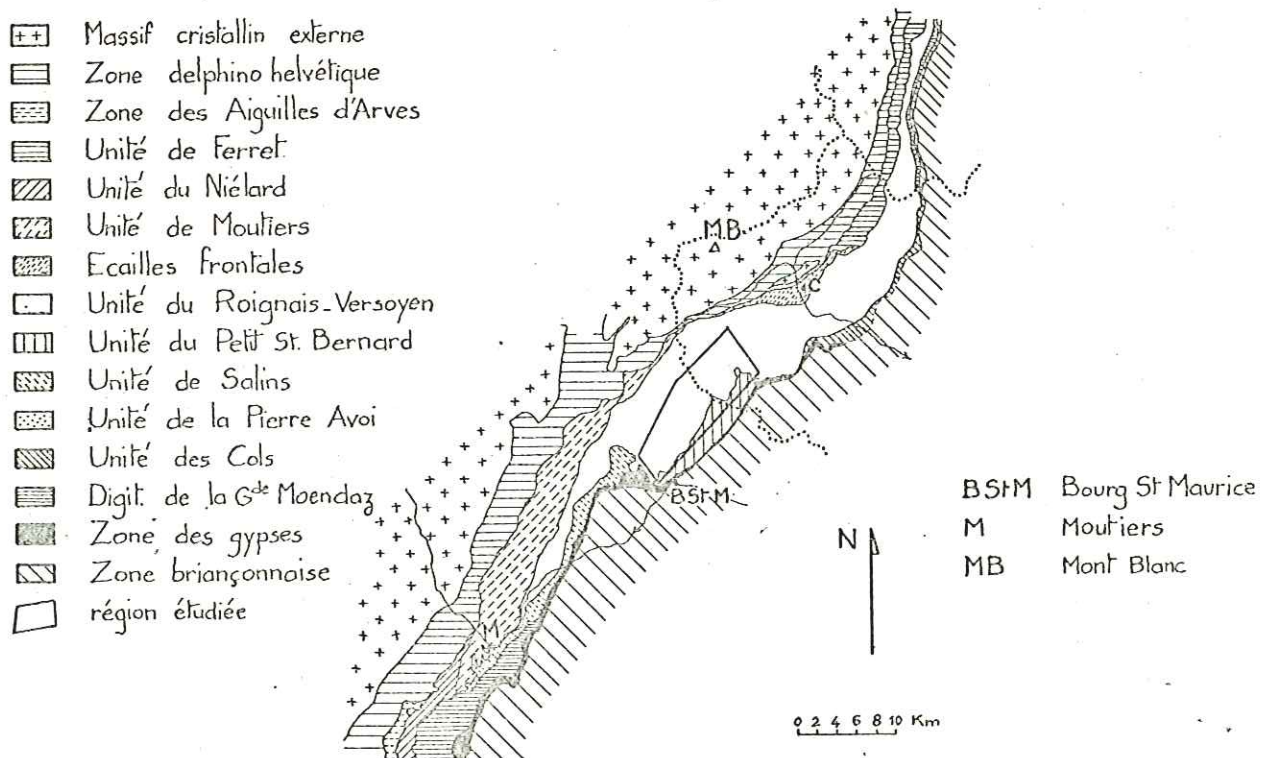


Fig 2 — SCHEMA TECTONIQUE REGIONAL —
d'après Antoine (1971)

But du travail

Cette étude pétrographique et géochimique permet de caractériser les phénomènes magmatiques, tardimagmatiques et métamorphiques qui sont à l'origine des gisements de metabasites de la région du Versoyen; le cadre structural de la région est abordé.

Système de numérotation

Les fonds topographiques utilisés sont: Sainte Foy Tarentaise 1, Bourg Saint Maurice 3 et 4 (cartes françaises) et La Thuile (carte italienne), toutes au 1/25000.

Ces cartes ont été carroyées selon le quadrillage Lambert, chaque carré étant caractérisé par une lettre majuscule (sens: W en E) et une lettre minuscule (sens N: au S). Les échantillons portent le nom du carré dont ils sont issus, suivi du numéro d'ordre de prélèvement dans le carré; ex: Gj 13 signifie 13^e échantillon prélevé dans le carré Gj.

Le carré Gj est centré sur le massif du Clapey.

A) STRATIGRAPHIE ET PETROGRAPHIE

1) Données récentes

Après les travaux de SCHOELLER (1929), TRUMPY (1955), ELTER et al. (1957) et ZULAUF (1964), les études les plus récentes concernant la zone des Brèches de Tarentaise sont celles d'ANTOINE (1971-Stratigraphie) et LOUBAT (1968-Pétrographie).

a) Les recherches stratigraphiques (ANTOINE 1971)

P. ANTOINE distingue deux grands ensembles stratigraphiques

* Au sommet, le "flysch" de Tarentaise, essentiellement calcaire (800 à 900 m d'épaisseur) attribué au Crétacé supérieur. L'un des principaux résultats est la démonstration de la continuité stratigraphique existant entre flysch et ensemble antéflysch.

* A la base, un ensemble antéflysch, reposant sur un substratum d'âge carbonifère à dogger. Limité à l'unité du Roignais Versoyen, cet ensemble se caractérise par la présence de roches éruptives basiques associées à des sédiments pélitiques, le tout étant faiblement métamorphisé. L'âge supposé du dépôt des pélites et du magmatisme est crétacé inférieur à moyen. Notre étude portera principalement sur les metabasites de cet ensemble. Par ailleurs P. ANTOINE a mis en évidence la position structurale inverse de ces unités.

L'ensemble antéflysch repose sur une série conglomératique dont la position stratigraphique et l'appartenance structurale ont été longtemps controversées. En effet, au Collet des Rousses et dans la paroi située en rive gauche du vallon de Beaupré, affleure un conglomérat à éléments calcaires, anguleux, de taille décimétrique. L'aspect scoriacé en altération et la teinte rousse du ciment est caractéristique. On rencontre aussi cette formation conglomératique au détroit de Bellefré et sur le versant italien de l'aiguille de l'Hermitte. Mais s'agit-il d'un unique niveau conglomératique ou existe-t-il plusieurs niveaux? Nous envisageons plus loin ces deux possibilités.

SCHOELLER (1929), qui découvrit cette formation, en faisait la base des calcschistes de l'unité du Petit Saint Bernard qu'il rattachait au domaine piémontais.

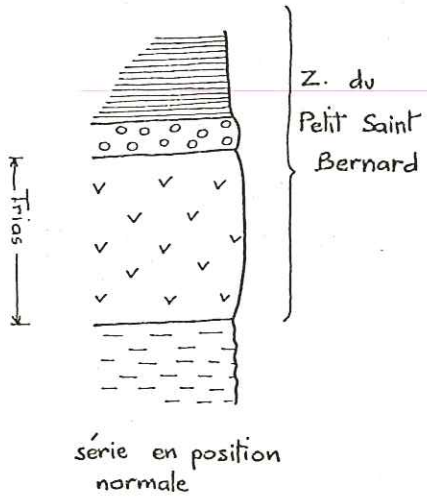
ELTER et al. (1957) distinguent les calcschistes du Petit Saint Bernard de la série à metabasites du Versoyen sans rattacher le conglomérat du Collet des Rousses à l'une ou l'autre de ces unités.

La découverte par LOUBAT (1968) d'éléments conglomératiques emballés dans les roches vertes à la partie nord est du massif du Clapey, apporta un élément de réponse : le conglomérat a de bonnes chances d'appartenir stratigraphiquement à l'unité du Roignais-Versoyen; il représenterait l'un des termes transgressés par l'ensemble volcanosédimentaire. (fig. 3)

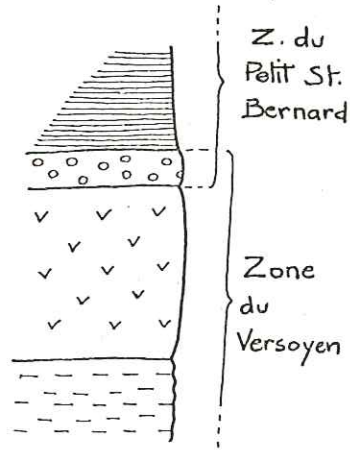
ANTOINE et al. (1973) proposent de voir dans cette formation le résultat de l'intrusion du magma dans une série de calcaires et de marnes non consolidées.

Fig 3 - LE CONGLOMÉRAT DU COLLET DES ROUSSES -
DIFFÉRENTES INTERPRÉTATIONS STRUCTURALES

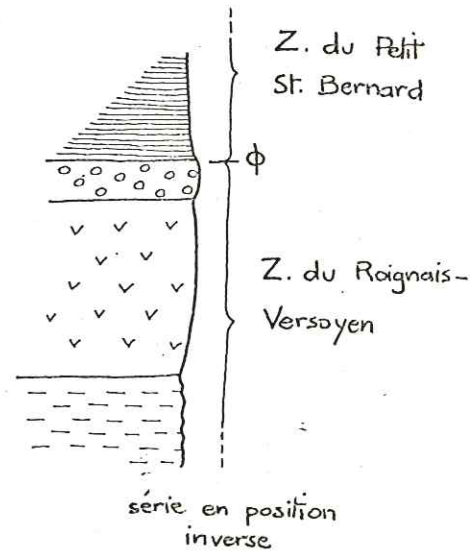
Schoeller (1929)



Elter (1954)

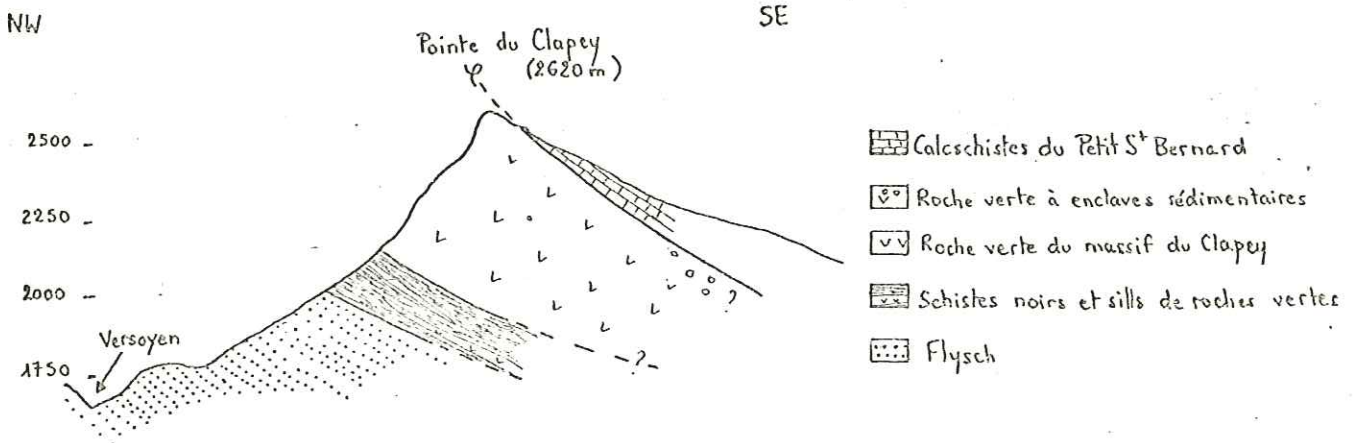


Loubat, Antoine (1968)



- flysch
- conglomérat du Collet des Rousses
- dolérites alternant avec les schistes noirs
- calcschistes du Petit St. Bernard

Fig 4 - COUPE DU MASSIF BASIQUE DU CLAPEY



- Calcschistes du Petit St. Bernard
- Roche verte à enclaves sédimentaires
- Roche verte du massif du Clapey
- Schistes noirs et sills de roches vertes
- Flysch

b) Les recherches pétrographiques (LOUBAT 1968)

H. LOUBAT a abordé l'étude des séries volcaniques du Versoyen sous un angle purement pétrographique. Ce volcanisme basique se présente essentiellement sous la forme de sills d'épaisseur variable (1 à 70 m). Le terme de sill s'applique parfaitement au mode d'affleurement de ces roches, puisqu'on observe une frange albitique (liseré blanc ou adinole) au toit et au mur de la plupart des niveaux basiques. Au sommet de la série apparaissent des coulées à pillows, des brèches de pillows et des brèches d'explosion, traduisant des émissions proches de la surface. On passe ensuite au flysch par quelques faciès de transition: schistes gris niveaux microconglomératiques, niveaux carbonatés.

La Pointe du Clapey, dont l'étude constitue l'essentiel du travail de LOUBAT, présente un intérêt particulier de par sa position et ses faciès pétrographiques. L'alternance régulière de sills basiques et de schistes noirs (métapélites) caractérisant le volcanisme du Versoyen, disparaît au Clapey; là, les faciès basiques constituent un véritable petit massif (400 à 500 mètres d'épaisseur maximale) de forme lenticulaire, redressé presque à la verticale, surmonté au Sud Est par des schistes et reposant au Nord Ouest sur une série de schistes noirs et de sills basiques peu épais.

Le massif du Clapey se distingue pétrographiquement des sills par la présence, dans sa partie centrale, de roches très massives, grenues, mélanocrates, denses, alors que les bordures du massif sont rubanées sur plusieurs dizaines de mètres d'épaisseur. Des faciès fins alternativement clairs et sombres se succèdent en lits centimétriques à métriques. (fig. 4)

D'autre part, H. LOUBAT signale la présence de "grands lambeaux de conglomérat emballés dans les roches vertes", ceci sur la bordure Nord Est du massif du Clapey. H. LOUBAT et P. ANTOINE (documents inédits) découvrirent des enclaves d'un conglomérat semblable dans les metabasites de l'aiguille de l'Hermitte. La présence de ces enclaves, la forte épaisseur des sills de l'Hermitte ainsi que des faciès pétrographiques voisins de ceux du Clapey, ont amené ces auteurs à voir dans l'Hermitte un "petit Clapey".

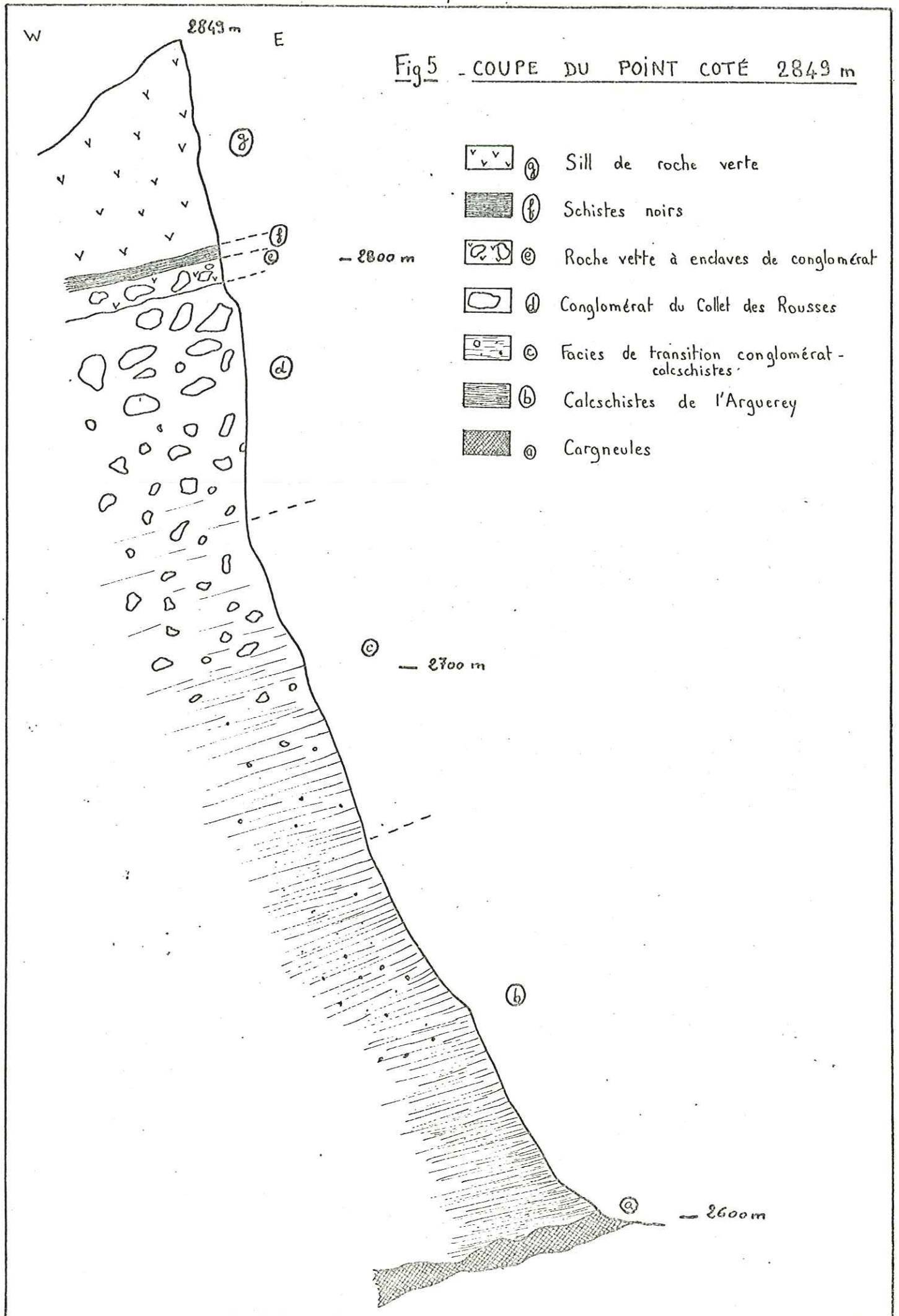
Ainsi, l'Hermitte et le Clapey, situés sur la bordure orientale de la zone du Versoyen, constitueraient-ils pour P. ANTOINE et H. LOUBAT des produits basiques plus profonds que ceux des sills, voire de petits réservoirs magmatiques en contact avec les sédiments carbonatés (conglomérats) ..

2) Nouvelles données de terrain

Les résultats précédents ont constitué pour nous une base de travail, nos observations de terrain ne nous amènent pas à modifier fondamentalement le cadre stratigraphique. Seuls quelques points de détails seront précisés.

a) Relations entre série sédimentaire et série volcanique, coupe du point coté 2.849 m

La paroi sud est de l'éperon coté 2.849 (x: 32,60 y: 63,25) constituant la limite sud est du glacier d'Arguerey (vallon du Breuil - Italie) montre la succession lithostratigraphique suivante, de bas en haut: (fig. 5)



- a - blocs de cargneules jalonnant un contact tectonique dans le vallon nord sud situé à l'est du point coté 2.849 m ;
- b - une formation de 110 - 130 m d'épaisseur environ, constituée d'une alternance de lits phylliteux millimétriques et de lits très calcitiques à aspect grenu. Des passées plus détritiques à petits galets de dolomie (0,5 à 2 cm) affleurent surtout à la base de la série. Il s'agit de calcschistes du glacier d'Arguerey (ANTOINE 1971) ;
- cet d - passage progressif à un conglomérat de type Collet des Rousses. De bas en haut augmentation du nombre et de la taille des éléments carbonatés. Cette formation se développe sur 50 à 70 m d'épaisseur ;
- e - passage franc à une formation d'aspect conglomératique: en fait, il s'agit d'un sill diabasique emballant de nombreux blocs arrondis (5 à 50 cm de diamètre) d'un calcaire recristallisé (cipolin) ;
- f - contact net entre le sommet du sill et des schistes noirs indurés minéralisés (50 à 80 cm de puissance) ;
- g - enfin, passage net à un sill de roches basiques de 40 m minimum d'épaisseur, constituant le sommet 2849 m .

Cette coupe a l'intérêt de montrer les relations existant entre les faciès sédimentaires (calcschistes de l'Arguerey, puis conglomérat du Collet des Rousses) et les premiers termes effusifs basiques. Il faut remarquer que le premier sill de roches basiques figurant sur cette coupe est le seul à renfermer des enclaves abondantes de cipolin. Or, ce sill est bordé à sa base de conglomérats à éléments calcaires et à son sommet par des schistes noirs indurés. Le matériel basique paraît donc s'être insinué au contact entre faciès carbonaté et faciès pélitique. Ces faits appellent plusieurs remarques:

1- Le passage entre sédimentation carbonatée et sédimentation pélitique, non observable actuellement, devait être rapide et constituer une discontinuité dans laquelle le magma s'est engagé. Si l'on admet, à la suite de P. ANTOINE, un âge liasique supérieur à dogger pour les faciès carbonatés, il est probable que la diagenèse de ceux-ci était déjà réalisée au Crétacé.

2- Le premier point doit malgré tout être nuancé car dans l'alternance typique, schistes noirs - roches basiques, de la zone du Versoyen, la possibilité de clivage tectonique au niveau des schistes n'est jamais à écarter. Ainsi, le contact sill à enclaves calcaires - schistes noirs, peut-il paraître plus brutal qu'il ne l'était à l'origine, en raison de déplacements tectoniques.

3- Les faciès conglomératiques sont de plus en plus abondants en s'approchant des premiers niveaux des roches basiques. Donc l'intrusion du magma dans la formation type calcschiste de l'Arguerey doit être la cause de son démantèlement. Ces calcschistes, non totalement consolidés ou plutôt consolidés de façon différente, selon la nature des niveaux, ont pu ainsi se transformer en une formation bréchique à éléments plus ou moins étirés (brèche d'intrusion).

4- Le magma paraît avoir eu beaucoup plus de facilité à s'insinuer dans la masse des pélites que dans les formations carbonatées de l'Arguerey. Les pélites devaient donc, en fait, avoir la faible compétence mécanique des boues, les calcschistes étant déjà indurés.

D'un point de vue chronologique, nous savons donc que le magma s'est mis en place après le dépôt des sédiments carbonatés dont une partie sera remaniée par l'intrusion basique pour donner le conglomérat du Collet des Rousses.

Seule une partie de la lave atteignant localement la surface des sédiments produit des coulées à coussins (Tormotta, Prainan), alors que l'essentiel du magma s'insinue dans les pélites meubles pour donner des sills. La succession stratigraphique des niveaux basiques peut donc être indépendante de tout ordre chronologique.

De plus, l'épanchement volcanique nous paraît "instantané" à l'échelle géologique (voir plus loin pétrographie, géochimie) et contemporain de la fin du dépôt des pélites. Les laves se seraient donc mises en place juste avant le dépôt du flysch, c'est-à-dire avant le Turonien supérieur (ANTOINE 1971) ou le début du Sénonien .

b) Indépendance des sills vis-à-vis des roches grenues (coupe de l'Aiguille de l'Hermitte - versant français)

-- Puissance des sills. Cette coupe (fig. 6) montre une succession de sills d'épaisseur moyenne à forte. Les deux sills inférieurs sont parmi les plus puissants de toute la zone du Versoyen (50 m maximum). Notons que H. LOUBAT avait nettement surestimé leur importance; cette forte épaisseur était pour lui l'un des éléments de comparaison entre Pointe de Clapey et Aiguille de l'Hermitte.

Or, on ne peut comparer la puissance des formations basiques de l'Hermitte aux 400 à 500 mètres d'épaisseur du massif du Clapey, et de toutes façons, l'épaisseur des sills ne peut en aucun cas constituer un critère de corrélation entre ceux-ci.

-- Les faciès pétrographiques. L'échantillonnage systématique d'un sill épais (30 m de puissance) à la base de l'Hermitte révèle que les faciès pétrographiques de cette masse de roches vertes sont identiques à ceux des sills moins épais constituant l'essentiel du volcanisme du Versoyen : roche verte, mésocrate, généralement massive, essentiellement chlorito-albitique. Néanmoins l'Hermitte exhibe des faciès différents: roche mélanocrate, grenue, à fantômes de plagioclases fréquents. Ces faciès se présentent en enclaves décimétriques (30% du volume total des roches basiques de l'Hermitte) à bordures franches dans une roche verte banale.

De plus, ces faciès particuliers, quels qu'ils soient, ont été rencontrés ailleurs qu'à l'Hermitte, mais toujours dans les niveaux de roche verte les plus épais (Aiguille de Beaupré - Haut Vallon de Beaupré).

En conclusion, sur le terrain, il apparaît nettement que les sills de l'Hermitte n'ont qu'un seul point commun avec la masse basique du Clapey: la présence d'enclaves de conglomérat et surtout d'éléments carbonatés de celui-ci (cipolin), sur leur bordure sud est. Mais s'agit-il d'enclaves de même provenance ? Nous y reviendrons ultérieurement. (p.114).

c) Données nouvelles sur les laves en coussins

La description des affleurements connus de laves en coussins au sud de Tormotta (Vallon du Breuil - Italie, $x = 33,0$, $y = 63,30$, $z = 2505$ m) et à la croix de Prainan (au nord de Bourg St Maurice $x = 944,78$, $y = 81,48$, $z = 1970$ m) ne sera pas reprise en détail ici, ce travail ayant

Fig 6 - PANORAMA DU VERSANT FRANÇAIS

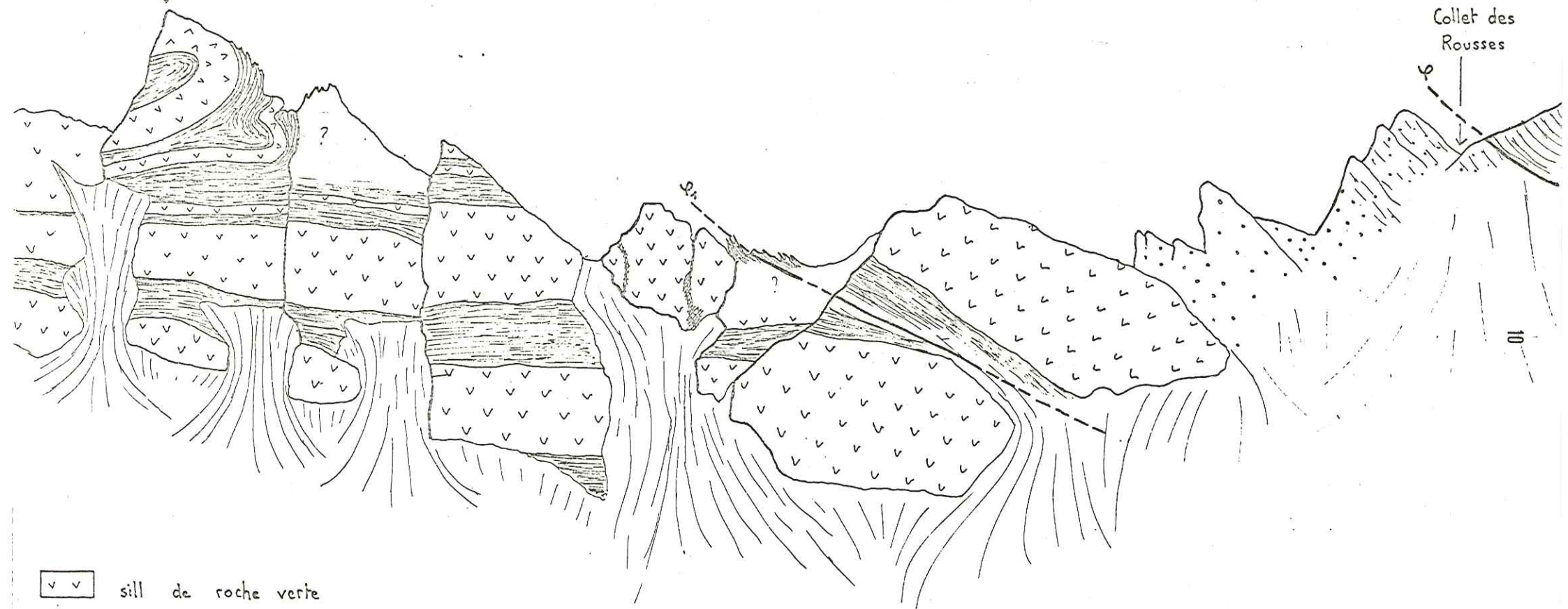
DES AIGUILLES DE L'HERMITTE

NW

SE

Aiguille de l'Hermitte

Collet des Rousses



sill de roche verte



schistes noirs



conglomérat du Collet des Rousses



calcschistes de l'Unité du Petit St Bernard



zone mylonitisée

Echelle valable pour la base de la paroi

0 20 m



contact tectonique certain



contact tectonique supposé



limite de chevauchement de l'unité du Petit St Bernard } cf Fig. 16



limite de la petite éaille de l'Hermitte sud } 17.18

été fait par LOUBAT (1968) et ANTOINE (1971). Nos observations de terrain apportent malgré tout trois faits nouveaux :

- Nouveau gisement de laves en coussins au nord de Pointe Rousse

Cet affleurement ($x = 33,60$, $y = 63,65$, $z = 2440$ m, La Thuile, présente deux coulées à coussins étirés; de bas en haut on distingue:

- laves en coussins sur 10 m d'épaisseur
- passée de schistes noirs de 5 m
- laves en coussins sur 15 m de puissance

La longueur des coussins est comprise entre 0,90 et 1 m. Le coeur est constitué d'un matériel vert clair chlorito-albitique, en se rapprochant de la zone périphérique du coussin, la roche devient plus claire, vaguement orientée. Le cortex est très fin, voire inexistant. Ces coussins ne sont pas toujours jointifs, mais séparés par un matériel tendre, plus ou moins pulvérulent, à petits fragments de roche verte (éch. Je 2), matériel surtout développé dans la cavité produite par la jonction de trois pillows.

Bien que le contact avec le flysch soit masqué par des éboulis, cette formation complète la coupe vers le haut. Nous retrouvons là encore des coussins à proximité de la base du flysch, au niveau des facies de transition schistes noirs - flysch.

L'ensemble de cet affleurement est affecté d'une ondulation anticlinale d'axe N 0 à N 10 et se situe sur le flanc sud-est de l'anticlinal de Tormotta (axe de même direction). On peut donc voir dans cet affleurement le prolongement vers le Nord Est de la série de laves en coussins déjà connue au sud de Tormotta. Ceci n'exclut pas la présence de failles N 50 décalant ces deux affleurements .

- Sur l'origine métasomatique des amphiboles bleues de certains cortex de coussins

Au dessus des belles laves en coussins situées au sud de Tormotta affleurent des roches à pétrographie très intéressante. LOUBAT (travaux inédits) les décrit ainsi "Interstitiels entre des coussins bien formés, qui sont eux-mêmes de faciès schistes verts, se rencontrent quelques rubans clairs, de remplissage, à apparence d'adinole, mais il se pourrait que cela ait été des plaques de laves siliceuses métasomatisées ultérieurement. Ce remplissage interstitiel moulant bien les coussins est criblé d'aiguilles d'amphibole bleue. En fait, les coussins n'ont pas ici une forme aussi nette qu'à Tormotta. Le cortex chloritique soulignant habituellement la forme des coussins est remplacé par une enveloppe à albite et aiguille d'amphiboles bleues. Toutefois, le coeur des coussins semble normal (roche à albite et chlorite) et dépourvu d'amphiboles. Notons aussi la présence de filonets à amphiboles bleues contournant ou recoupant les pillows. Ce gisement très limité (< 20 m²) entre dans un contexte métallogénique bien particulier. En effet, à une dizaine de mètres au sud de cet affleurement une petite croupe émergeant des moraines est constituée d'une roche rubanée à chlorite (forme d'anciens pillows) sans aucune trace d'amphibole bleue. Cette croupe est parcourue de gros filons à albite, épidote, chlorite, pyrite, calcite. De nombreux filons à albite et oligiste se rencontrent aussi à proximité.

La présence très locale d'amphiboles bleues et le contexte filonien de cet affleurement nous semblent être des arguments en faveur d'une origine métasomatique (apport de Na et Si) pour les amphiboles bleues.

- Fragmentation par vésiculation des laves en coussins de Tormotta

Les plus belles laves en coussins se situent immédiatement au nord nord est des coussins à amphiboles bleues décrits plus haut.

Elles présentent un phénomène de fragmentation conduisant à l'apparition de brèches de coussins: petits fragments (2 à 10 cm) de roche verte à chlorite albite emballés dans des schistes noirs.

Pour P. ANTOINE et H. LOUBAT, le mécanisme de fragmentation des pillows paraît être le suivant :

- . Lors du refroidissement, apparition de fissures radiales et concentriques subdivisant les coussins en fragments autour desquels se développe une matrice chloriteuse. L'ensemble de ces fragments est limité par l'enveloppe chloriteuse du coussin original (fig. 7) .

- . Dilution des fragments dans les schistes noirs voisins conduisant à la formation d'une brèche de coussins (fig. 8) .

En fait le schéma proposé ci-dessus n'est pas le plus représenté sur cet affleurement. On observe plus souvent de l'extérieur vers l'intérieur des pillows de taille métrique, la succession suivante (fig. 9) :

- enveloppe chloriteuse (1 cm d'épaisseur)
- zone de bordure rubanée (5 à 7 cm) avec alternance de bancs à dominante albitique ou chloriteuse avec dimension des minéraux variable selon les lits .
- zone centrale constituée d'amandes évoquant de petits coussins (10 à 20 cm de long - 5 à 15 cm d'épaisseur), d'allongement identique à celui du coussin métrique les contenant. Ces amandes sont constituées d'un matériel chlorito albitique clair, à grain millimétrique, s'enrichissant progressivement en chlorite vers les bords. La forme des petits coussins est donc soulignée par un véritable cortex chloriteux (1 cm de puissance au maximum) .

Dans ce type de division des pillows, on n'observe pas de fissures radiales et concentriques, ce qui nous conduit à proposer la genèse suivante :

- . vésiculation d'une lave riche en fluides selon des niveaux préférentiels dus à un écoulement laminaire.

- . individualisation de petites masses amygdalaires non vésiculées, limitées par de minces niveaux vésiculés.

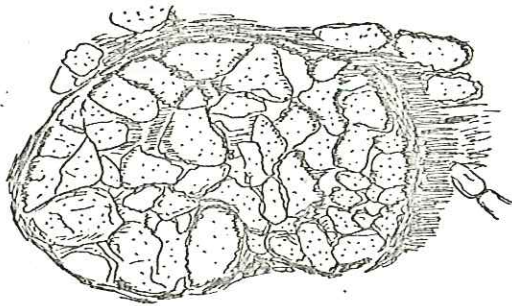
- . épanchement de cette lave en milieu sous-marin avec formation classique de coussins.

La division en petites amandes précéderait donc la genèse des coussins, expliquant la répartition des amandes dans le grand coussin, indépendamment de tout phénomène de fracturation radiale ou concentrique.

- . au cours du métamorphisme, transformation des niveaux vésiculés en chlorite.

Fig 7 - "BRÈCHE DE PILLOWS"

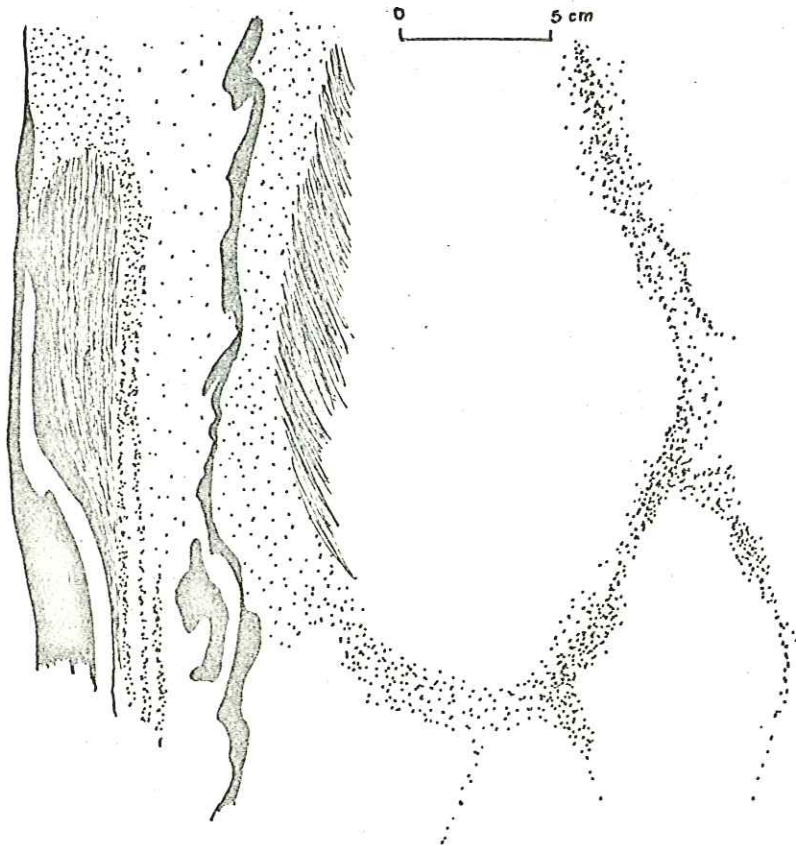
(d'après P. Antoine 1974)



0 10 20 cm

Fig 9 - COUPE DANS LA BORDURE


D'UN GROS "PILLOW"




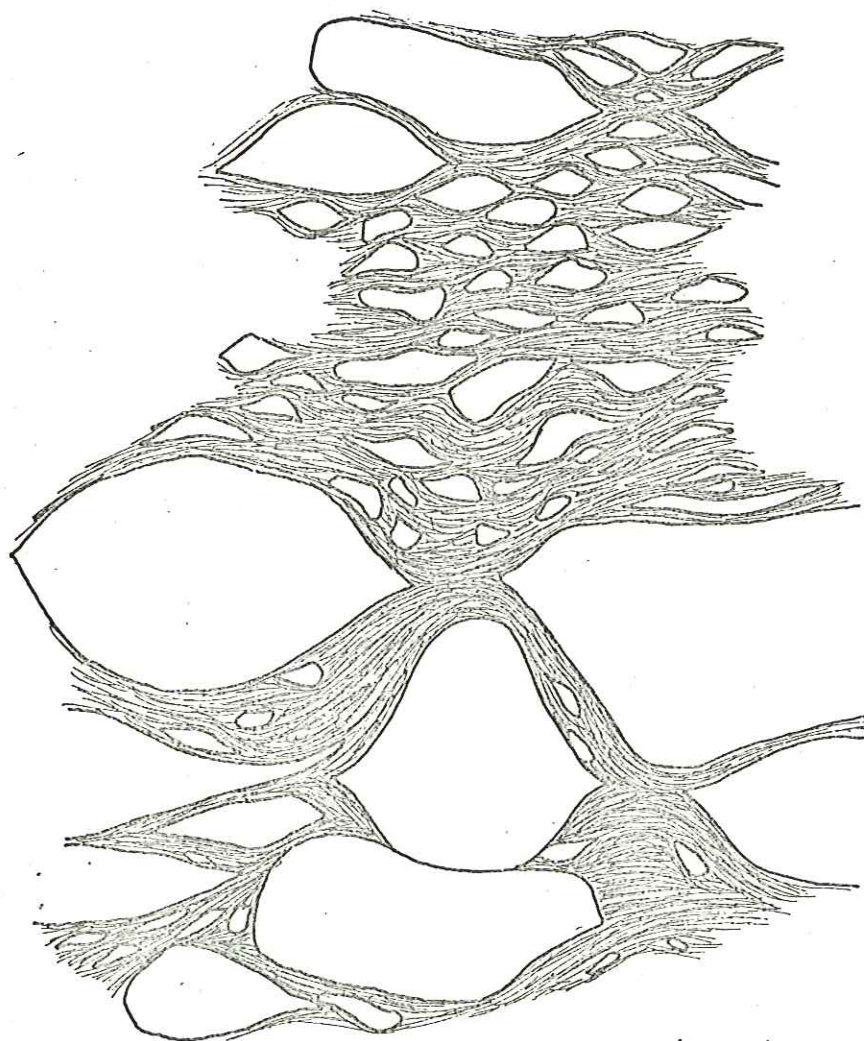
0 5 cm

Fig 8 - "BRÈCHE DE PILLOWS"

A PROXIMITÉ DE TORMOTTA

 Schistes inter-pillows

 Roche verte formant les
éléments bréchiques



0 ——— 40 cm

L'interprétation de la fragmentation des coussins selon P. ANTOINE et H. LOUBAT implique une action lors du refroidissement ou après celui-ci, alors que les faits d'observation correspondent à un mode de formation in situ des coussins.

3) Conclusions

Les observations nouvelles apportent les précisions suivantes:

1) Mise en place du volcanisme effusif antérieurement à la sédimentation du flysch. La continuité stratigraphique des faciès sédimentaires aux premiers temps effusifs basiques nous conduit à reporter l'âge du volcanisme du Versoyen vers la limite supérieure de la fourchette de temps proposé par P. ANTOINE : ensemble antéflysch Néocomien et Crétacé supérieur.

2) Distinction de deux ensembles de roches vertes : Le Clapey et l'ensemble des sills du Versoyen.

Les sills basiques de l'Hermitte; la puissance (30 à 40 m) de ces sills, ainsi que leur mode d'affleurement (en enclaves) des faciès sombres et grenus, permettent de distinguer les faciès basiques de l'Aiguille de l'Hermitte de ceux de la Pointe du Clapey, contrairement aux idées de H. LOUBAT et P. ANTOINE.

3) Au sujet des affleurements de laves en coussins :

. Un nouveau gisement a été découvert et décrit, prenant le relais vers le Nord Est de l'affleurement classique de laves en coussins de Tormotta .

. Nous avons attribué une origine métasomatique (apport local de Na et Si) aux amphiboles bleues criblant le petit affleurement de laves en coussins situé au sud de Tormotta.

. Un phénomène de vésiculation peut expliquer la division en petites amandes des gros coussins constituant le bel affleurement au sud de Tormotta. Il serait immédiatement suivi par une bréchification conduisant à la formation d'une brèche de coussins .

B) TECTONIQUE

1) Rappel des données antérieures

a) Structure générale du secteur du Versoyen (fig. 10)

Celui-ci ne constitue qu'une partie de l'unité du Roignais-Versoyen telle que l'a définie ANTOINE (1971). Cette unité est un vaste synclinal bordé de deux zones anticlinales, qui sont en fait constituées de faisceaux de plis isoclinaux amenant à l'affleurement l'ensemble antéflysch. C'est au coeur de l'anticlinal interne que s'observe le plus grand développement de roches basiques dans l'ensemble antéflysch. La Tête du Chargeur (x = 37,50 , y = 63,650 , z = 2078 m La Thuile) au Nord Est du Col du Petit Saint Bernard, montre une série de replis isoclinaux dont l'ensemble forme la zone anticlinale interne .











Cette structure se poursuit vers le Nord-Est, alors qu'au Sud Ouest l'un des replis anticlinaux serrés de la Tête du Chargeur, se développe considérablement en un vaste pli couché dont seul le flanc inverse

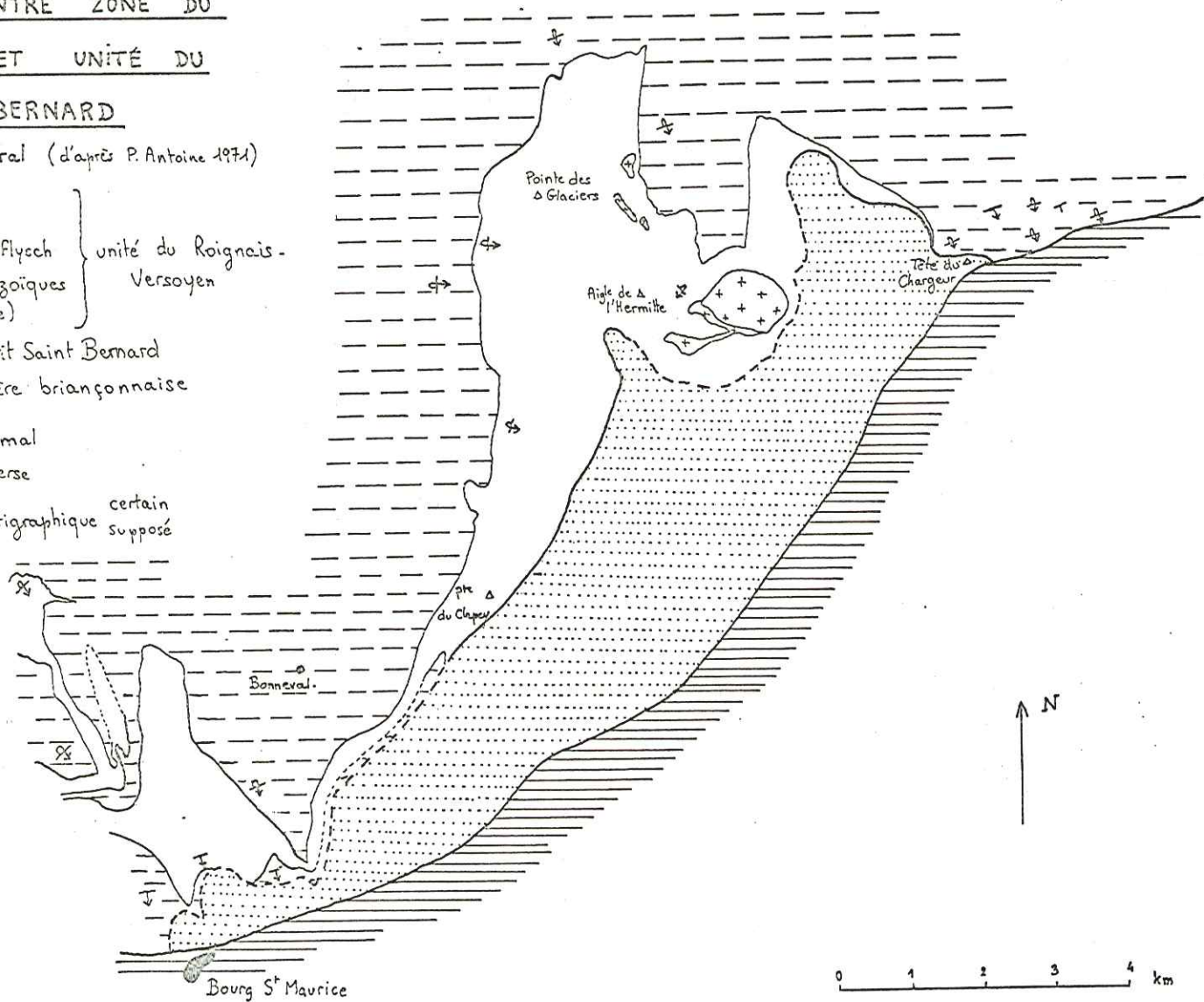
Fig 10 - RAPPORTS ENTRE ZONE DU

ROIGNAIS-VERSOYEN ET UNITÉ DU

PETIT - SAINT-BERNARD

Schéma structural (d'après P. Antoine 1971)

-  * Flysch "s.l."
-  Ensemble antéflysch
-  Ecailles paléozoïques (Pte Rousse)
-  Unité du Petit Saint Bernard
-  Zone houillère briançonnaise
-  Pendage normal
-  Pendage inverse
-  Contact stratigraphique certain
-  Contact stratigraphique supposé
-  Contact tectonique



subhorizontal est conservé : c'est le "Feston du Breuil" d'ANTOINE (1971). Ce feston est donc bien enraciné et ne constitue pas une unité tectonique du Versoyen tel que le pensaient ZULAUF (1964) et ELTER et al. (1965).

Notre travail portant sur les roches basiques s'est limité aux séries en position inverse du Feston du Breuil.

b) La klippe du glacier d'Arguerey

La structure anticlinale déversée vers le nord ouest constitue le grand trait du secteur du Versoyen; malgré tout, certains éléments structuraux compliquent un peu le schéma de base. Ainsi, nous pouvons constater à la suite d'ANTOINE (1971) que le petit massif de l'Aiguille de l'Hermitte est ceinturé par un contact anormal jalonné de cargneules. Dans ce massif affleurent des calcshistes et conglomérats du Collet des Rousses, d'âge liasique probable, qui semblent inclus dans l'ensemble antéflysch. Pour ces diverses raisons, P. ANTOINE interprète le massif de l'Hermitte, dont les terrains sont nettement individualisés, par rapport à leur contexte, comme "une écaille, voire peut-être une klippe, de terrains appartenant au substratum de l'unité du Roignais-Versoyen poussé vers l'avant lors des efforts tangentiels".

c) Les écailles acides de Pointe Rousse

L'ensemble antéflysch du feston du Breuil est traversé selon une direction NNW-SSE par un chapelet d'affleurements de matériel acide (leptynites) souvent associé à des serpentinites. La mise en place de ce matériel paraît tectonique tant à ANTOINE (1971) qu'à LOUBAT (1975). Un âge permocarbonifère a été attribué à ces écailles (ANTOINE 1971 - ELTER 1965) et leur mise en place serait immédiatement postérieure au volcanisme basique (LOUBAT 1975).

2) Nouvelles données

a) Mesures structurales - Individualisation des diverses phases de déformation probables (fig. 11)

- Phase 1. La schistosité principale, ainsi que la linéation d'intersection stratification-schistosité sont de direction très variable (N 0 à 180). Malgré tout, la direction N 50 des plans de schistosité est la plus fréquente. Les recristallisations métamorphiques (allongement des phyllites) dans le faciès Schistes Verts, sont contemporaines de cette phase. Les plans schisteux N 50 plongeant vers le Sud-Est sont, en fait, parallèles au plan axial du pli formant le feston du Breuil. Ce pli isoclinal, d'axe N 50, dont seul le flanc inverse est conservé sur la plus grande partie du secteur du Versoyen, s'enracine à la Tête du Chargeur. Vers le Sud-Est, ce pli est flanqué d'une série de replis isoclinaux de plans axiaux N 50 et pentés sud est.

- Phase 2. Bombement N 0 - 10. Quelques rares plis anticlinaux concentriques s'observent dans la zone du Roignais-Versoyen, ils reprennent la structure N 50. Dans le feston du Breuil, seul le bombement anticlinal de Tormotta appartient à cette génération de plis.

Nous en arrivons donc à une histoire tectonique apparemment simple en deux temps :

I) Dans un niveau structural assez profond, phase de direction N 50 produisant des plis isoclinaux avec développement d'une schistosité de plan

Pointe des
Glaciers

15
30

Miravidi

32
18

30
50

15
32 35
38

35
45 10
45

29 33
5 173

0 20

30 105
20 177

Aiguille de
l'Hermitte

40
30

15
30 27

5 12
51 13 15
35

55 176
125 55 169
38 65
40

5
30

65
70

40
170

15
0 60
15

25
35 60
4

15 50
5 170
Pointe
Rousse

45 50
65

20
30
52 25
35 25

5
35

64 0
20 15 12
5 70
20

20
165

Aiguille de
Beaupré

10 60
175 18 0 45
30 35 25
145 160 20
15 15

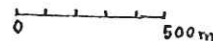
55 25
45 30

47
30

50,88 gr

50,86 gr

50,84 gr



Plan de schistosité
Axe de micropli

Fig 11 - MESURES STRUCTURALES

38
40

40 45

Pointe du
Clapey

75 25
90 90
25 65

15 30
40 50
70

47 35
25 60
65
85 100

35
30
60
60 75
75 50
30

axial penté sud est dans une ambiance métamorphique de faciès Schistes Verts.

II) Dans un niveau structural plus élevé, plis concentriques de direction N 0 - 10.

Mais les points suivants peuvent-ils être expliqués par le schéma proposé ci-dessus ?

1 - La grande dispersion des directions mesurées des plans de schistosité (0 à 180°) et surtout des linéations qu'ils comportent (intersection - stratification - schistosité)

2 - La répartition géographique apparemment aléatoire du strain slip.

1 Ceci nous conduit à l'interprétation suivante: après la formation des plans de schistosité N 50 et au cours de la formation des bombements nord sud, on peut penser que des glissements se sont produits le long de ces plans schisteux. La linéation N 50 se trouve ainsi étirée et tourne dans le plan schisteux en prenant des directions variés. Les linéations tournant vers des angles inférieurs à 50° plongeront vers le Sud-Ouest et celles tournant vers des angles supérieurs à 50° plongeront vers le Sud-Est. Ce fait a pu être vérifié sur le terrain. (fig. 12).

Le plissement N 0 et le glissement le long des plans schisteux antérieurs N 50 sur les flancs, semblent contemporains. Ces glissements se produisent tardivement sur les premiers plans schisteux (schistosité de flux), tordant sur ces plans les linéations et les axes de plis synschisteux. Le glissement ne se produit que sur le flanc est du pli d'axe N 0, car, ce dernier plongeant vers le sud, seul son flanc est à une direction N 50 penté SE propice aux glissements. Par contre, le flanc ouest, de direction pratiquement perpendiculaire à celle du flanc est ne permet pas de glissements. On peut donc penser que ceux-ci débutent et se poursuivent sur les plans N 50 qui sont plus ou moins ceux des grandes failles régionales. Le glissement se produisant vers le nord, le mouvement a donc une composante senestre.

2 Le problème du strain-slip. En certains points du terrain, un strain-slip est visible (Tormotta Ie 2 - Les Tigny Cl 29 - Clapey Gj 45) dans les niveaux sédimentaires alors que d'autres zones en sont totalement dépourvues. Nous verrons lors de l'étude des schistes noirs (p.) que ceci peut s'expliquer par une différence de compétence entre les niveaux sédimentaires (fig. 55). Dans les bancs incompétents, la schistosité S₁ liée à la phase N 50 sera schistosité de flux; dans les bancs compétents, la réfraction de la schistosité permettra la création d'un strain-slip S₂.

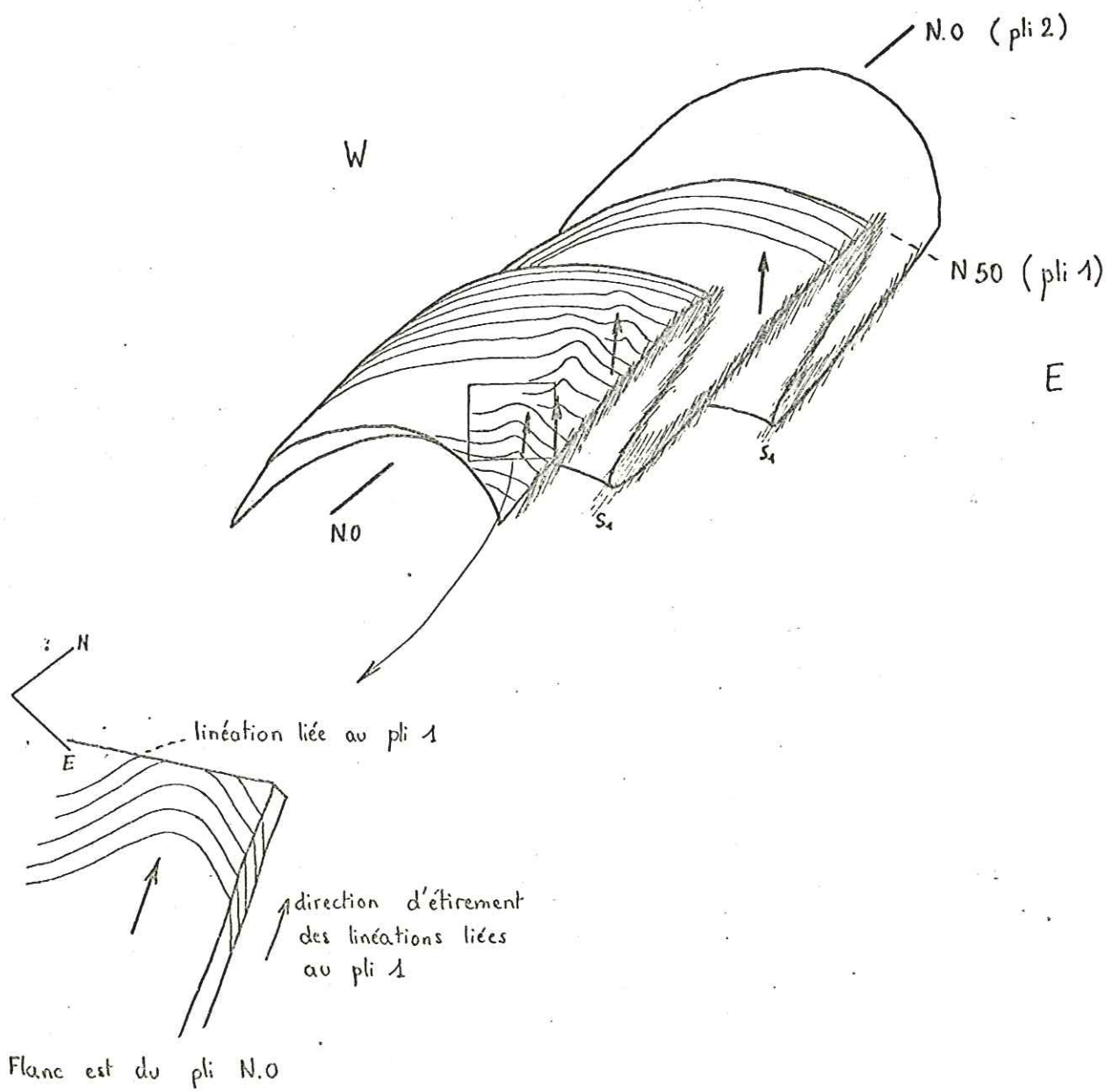
Nous avons vu que les variations de direction des linéations liées aux plis N 50 étaient dues au glissement, ce qui nous semble exclure la possibilité d'un strain-slip ultérieur.

b) Clivages et écaillages dans la zone du Versoyen

b 1 - Existence possible de clivages au sein de la série du Versoyen

L'ensemble antéflysch est constitué d'une alternance de deux ter-

Fig 12 - ROTATION DES LINÉATIONS ANCIENNES N.50
PAR ÉTIREMENT SUR LE FLANC EST D'UN PLI D'AXE N.O.



mes de compétences très différentes. Les niveaux métriques de roches vertes se comportent en blocs mécaniquement rigides comme le prouve la faible réorientation métamorphique de ces roches. Par contre, les schistes n'offrent qu'une faible résistance aux contraintes et peuvent acquérir aisément des discontinuités mécaniques. Donc, sous l'effet de contraintes tangentielles, l'existence de clivages au niveau de ces schistes se conçoit très bien. Il est très difficile de mettre en évidence de tels clivages sur le terrain, en raison de l'absence de repères lithologiques dans les niveaux schisteux. Malgré tout, lorsqu'on observe de rares niveaux repères (grès ou prasinites en passées décimétriques) ceux-ci sont extrêmement microplissés (face ouest des aiguilles de Beaupré, bas vallon du Breuil). Il faut donc admettre qu'au niveau des schistes, il y a eu d'intenses glissements, donc un raccourcissement de la zone selon une direction NW - SE par écaillage des masses de roches vertes. Cet écaillage isole des ensembles de roches vertes et schistes noirs mécaniquement rigides capables de glisser les uns sur les autres, ce qui produit un empilement de roches vertes et schistes noirs beaucoup plus important qu'il ne l'était initialement. Or, il est connu que les sills ont plutôt tendance à s'insinuer dans les sédiments sur de grandes distances et en nombre limité. A l'inverse, nous observons sur le terrain une série d'épaisseur exagérée (700 m environ) par rapport à sa faible extension géographique (1500 à 2500 m de large, évalués perpendiculairement aux structures).

Ces observations de terrain peuvent s'interpréter grâce au schéma d'écaillage exposé ci-dessus (fig. 13).

Nous avons vu, au cours de la description stratigraphique, que le mode de mise en place d'un magma par sills excluait toute idée de chronologie relative entre ces sills. L'écaillage des séries à roches vertes tel qu'il vient d'être envisagé ne fait que renforcer cette idée.

b₂ - Nouvelle hypothèse concernant la "klippe du Glacier d'Arguerey"

Nous avons cherché à expliquer la structure de l'ensemble des séries formant la "klippe du Glacier d'Arguerey" définie par ANTOINE (1971)

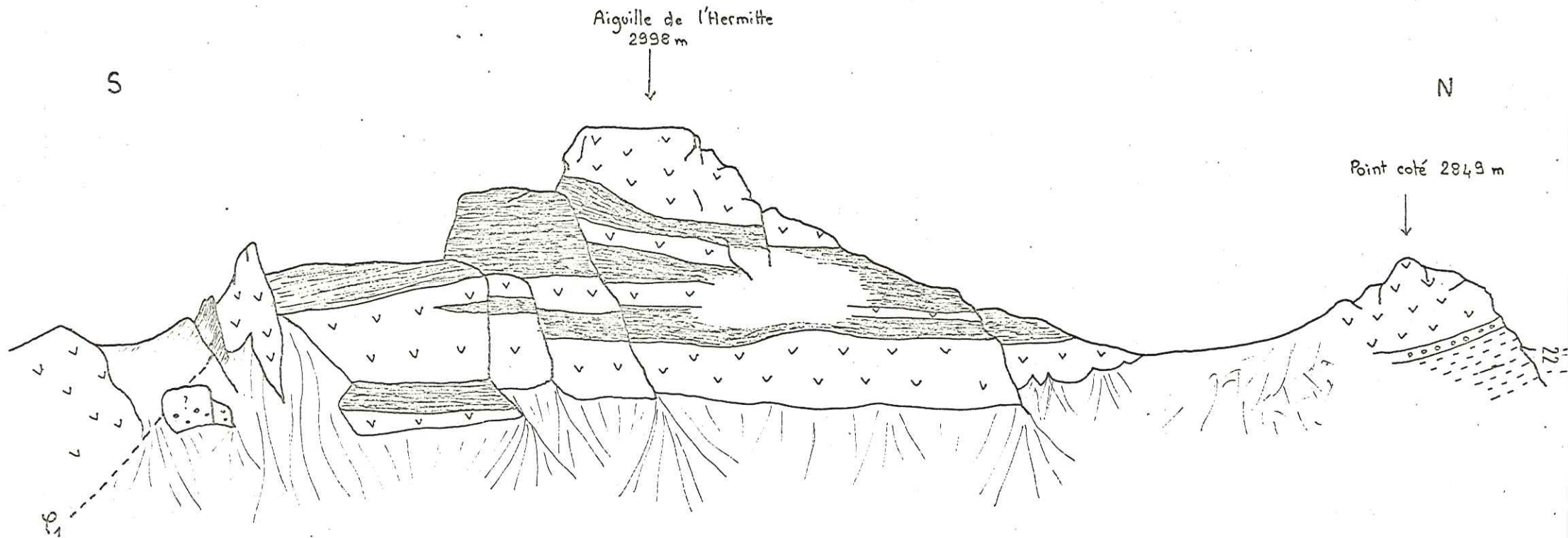
1 - La polarité des séries





* Sur le versant italien de l'Aiguille de l'Hermitte (fig. 14) nous observons que la continuité stratigraphique des calcschistes du glacier d'Arguerey à la roche verte, puis à la série roches vertes - schistes noirs (description p. 7 & 8) se fait en position normale. Il s'agit donc d'une série à polarité positive reposant par un contact anormal φ_2 jalonné de cargneules sur une série analogue en position inverse, ceci en supposant que les calcschistes soient d'âge liasique.

* Le versant français de l'Aiguille de l'Hermitte (fig. 15), montre la même succession de sills épais et de schistes que le versant italien. Néanmoins, le contact anormal φ_2 limitant cette série à la base est masqué par des éboulis, le dernier point où il est observable est le Col des Veis, au Nord Ouest de l'Hermitte. Le vallon situé à l'aplomb des Aiguilles de l'Hermitte et descendant du col des Veis vers le Sud suit probablement ce contact. Cette paroi sud ouest de l'Hermitte est intéressante car elle montre l'exemple le plus probant de clivages au sein de la série sills-schistes; mais ici, ce clivage φ_1 semble mettre en contact la série normale de l'Hermitte avec une série inverse qui est ici réduite à la succession suivante, de bas en haut :

Fig 14 - PANORAMA DU VERSANT ITALIEN

DES AIGUILLES DE L'HERMITTE



-  Calcschistes de l'Arguerey
-  Roche verte à éléments sédimentaires
-  Sill de roche verte
-  Schistes noirs

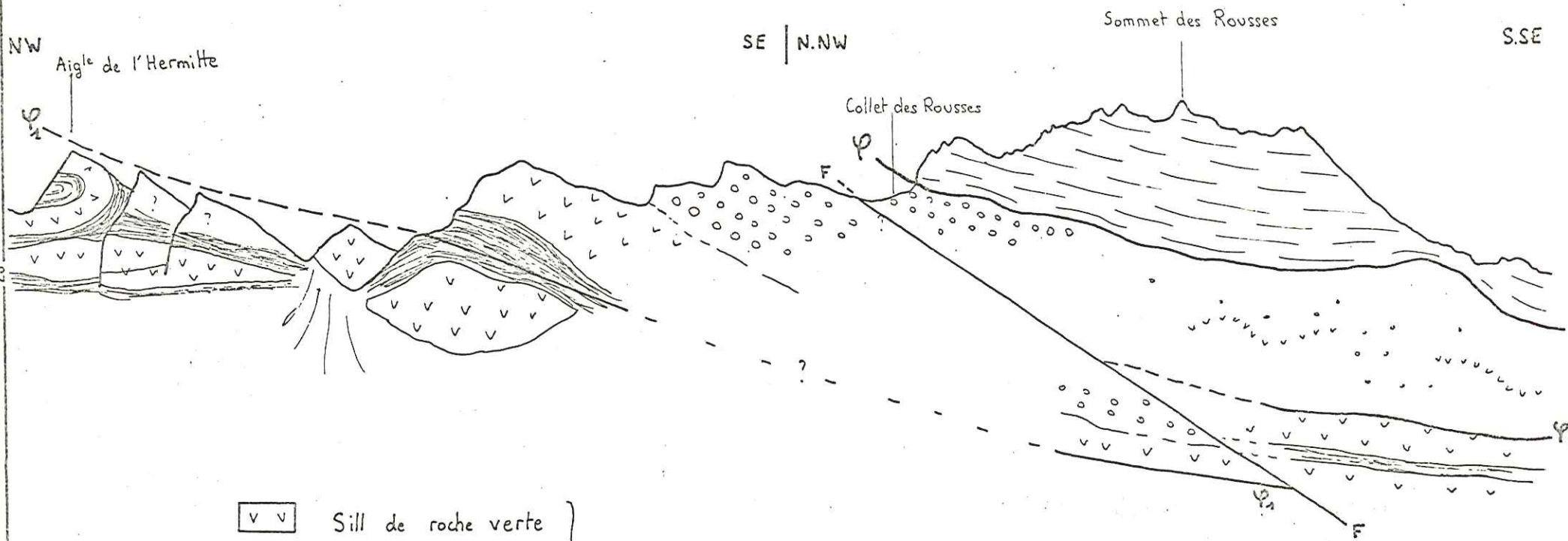
Echelle valable pour la base et
le milieu de la paroi
0 20 m





----- P₁ contact tectonique
supposé

Fig 15 . RAPPORT ENTRE LES DIFFÉRENTES UNITÉS

DANS LA REGION DE L'HERMITTE

(vu depuis le vallon de Beaupré - France)

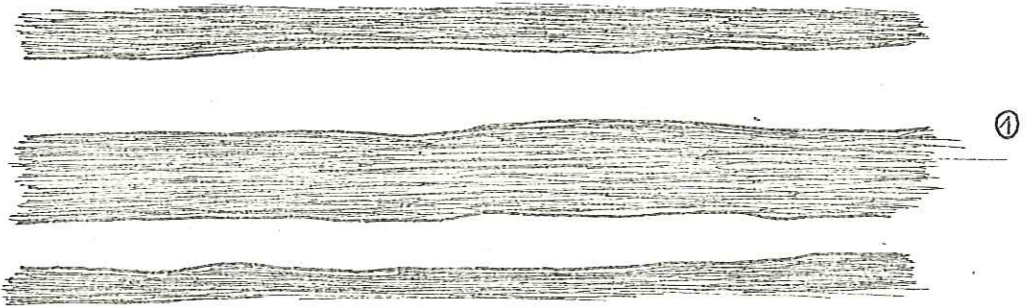


- | | | |
|---|---|-------------------------------|
|  | Sill de roche verte | } Unité du Roignais-Versoyen. |
|  | Schistes noirs | |
|  | Conglomérat du Colet des Rousses | |
|  | Calcschistes de l'Unité du Petit St Bernard | |

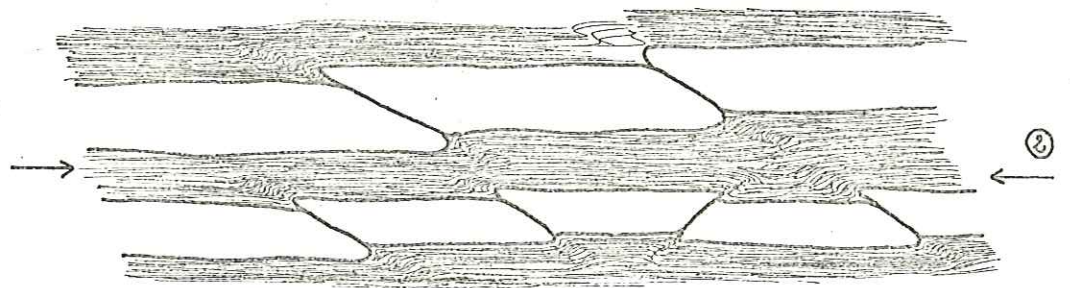
— Contact tectonique (pour la signification des Ψ , voir les figures 17, 18, 19)

Fig 13 SCHEMA INTERPRETATIF DU RACCOURCISSEMENT ET
DE L'ÉPAISSISSEMENT DE LA SÉRIE À SILLS
BASIQUES DU VERSOYEN

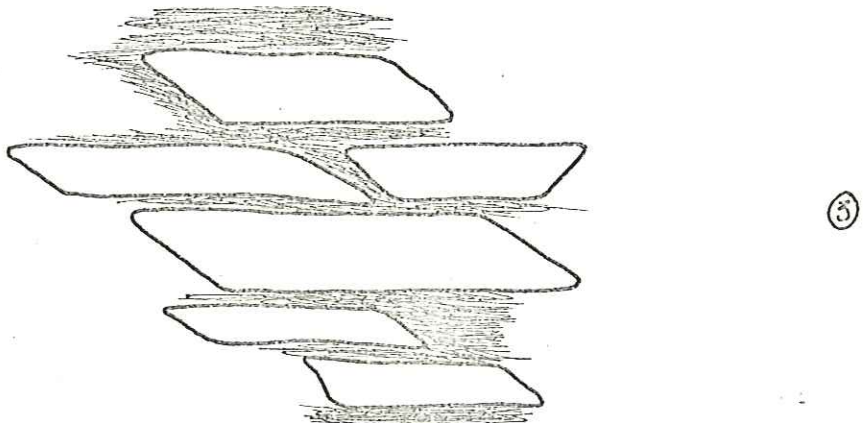
Mise en place des
sills dans des sédiments
meubles.



Ecaillage tectonique des
sills dormant des "cartes"



Empilement des "cartes"
en un ordre quelconque.
Bourrage des schistes



- un sill épais
- un niveau de roches vertes à enclaves de conglomérat du Collet des Rousses
- le conglomérat du Collet des Rousses
- contact anormal
- calcschistes du Petit Saint Bernard

Une faille de direction sensiblement N 50 pentée vers le Sud-Est de 25° environ décale cet accident φ_1 par un jeu dextre et vient compliquer la structure de cette zone. Celle-ci est résumée sur la fig. 16.

La succession d'écaillés de l'Hermitte peut être homologuée aux replis isoclinaux de la Tête du Chargeur, mais ces replis ont subi des écaillages selon leurs plans axiaux conduisant à un empilement de séries alternativement inverses et normales.

2 - Les calcschistes attribués au Lias. Cadre structural de la zone de l'Hermitte .

* Résumé des observations

- Les calcschistes de l'Arguerey et ceux du Petit Saint Bernard présentent le même faciès. Un âge liasique est attribué depuis longtemps (FRANCHI 1900) aux calcschistes de l'unité du Petit Saint Bernard; à la suite de la découverte d'une Bélemite dans les calcschistes de l'Arguerey par R. BARBIER et P. ANTOINE, un hypothétique âge liasique à dogger a été également attribué à ces niveaux, ce qui renforce l'analogie. Mais il convient toutefois de rester extrêmement prudent.

Il y a coïncidence géographique entre le développement de masses de roches vertes au sein de l'unité du Roignais-Versoyen sur sa bordure sud est et l'extension de l'unité du Petit Saint-Bernard.

- L'unité du Petit Saint Bernard et celle du Roignais-Versoyen sont affectées de déformations de même style et de même direction.

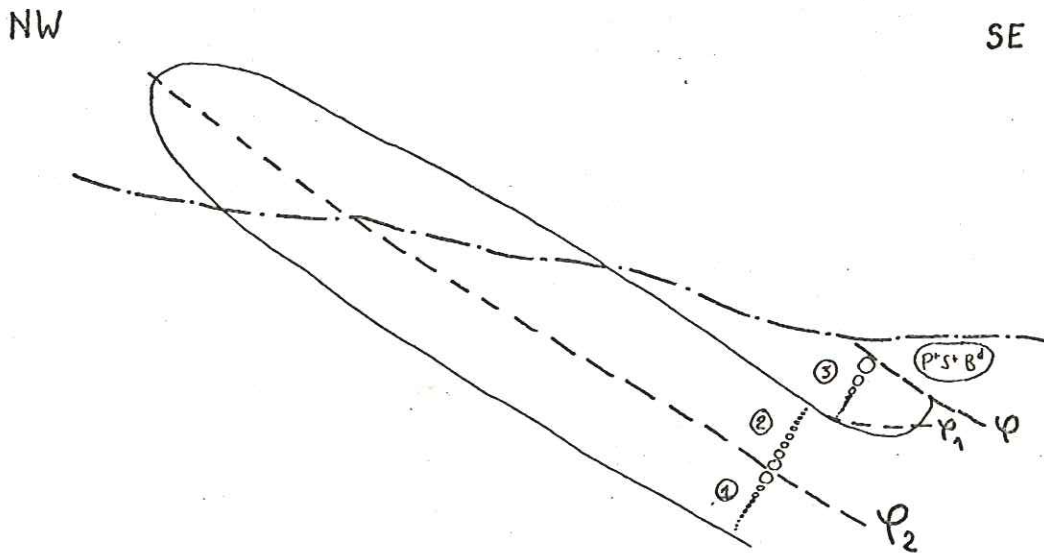
* Hypothèse proposée

Ces trois constatations nous conduisent à formuler l'hypothèse suivante : les calcschistes de l'unité du Petit Saint Bernard représentent l'équivalent latéral des calcschistes de l'Arguerey qui forment le soubassement liasique (quand il existe) de la série du Roignais-Versoyen. En certains points le contact entre les deux séries (calcschistes et série à roches vertes) est nettement tectonique, comme sur la crête entre le col de Forcle et le Collet des Rousses. En d'autres points, ce contact est stratigraphique (point cote 2849 m).

La zone de l'Hermitte est donc constituée par un empilement de petites écaillés composées de séries alternativement normales et inverses. Le plan axial des plis isoclinaux affectant la série est parallèle au plan des écaillages. Ce fait est un argument supplémentaire pour associer plissement isoclinal et écaillage dans un même phénomène tectonique. Les plans de schistosité produits lors du plissement isoclinal se comportent en plans de glissements; certains d'entre eux deviennent des plans majeurs délimitant des écaillés (fig. 17 et 18).

Le phénomène de clivage pressenti dans l'ensemble de la zone du Versoyen prend ici la dimension d'un écaillage pouvant même conduire à l'indi-

Fig 16 - COUPE INTERPRÉTATIVE SCHEMATIQUE DE LA
ZONE DU VERSOYEN AU NIVEAU DES AIGUILLES
DE L'HERMITTE



— — — limite de l'érosion
 - · - · - contact tectonique

⊙ granoclassement matérialisant la polarité des flancs de plis.

φ limite de chevauchement de l'unité du Petit S^t Bernard : unité P^sB^d

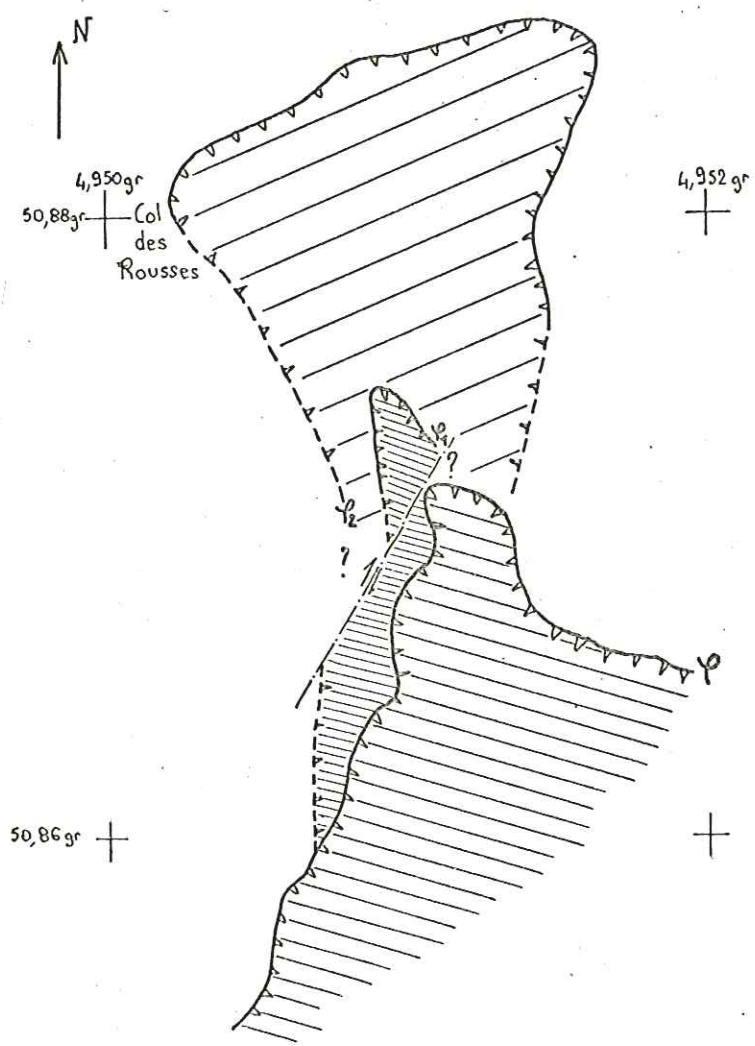
φ₁ limite de la petite écaille de l'Hermitte - sud ; unité ③

φ₂ limite de l'écaille du glacier d'Arguerey : unité ②

① série constituant toute l'ensemble du Versoyen , excepté ② et ③
 (autochtone relatif)

Echelle des hauteurs très exagérée.

Fig 17 - SCHEMA STRUCTURAL DE LA REGION DES AIGUILLES DE L'HERMITTE

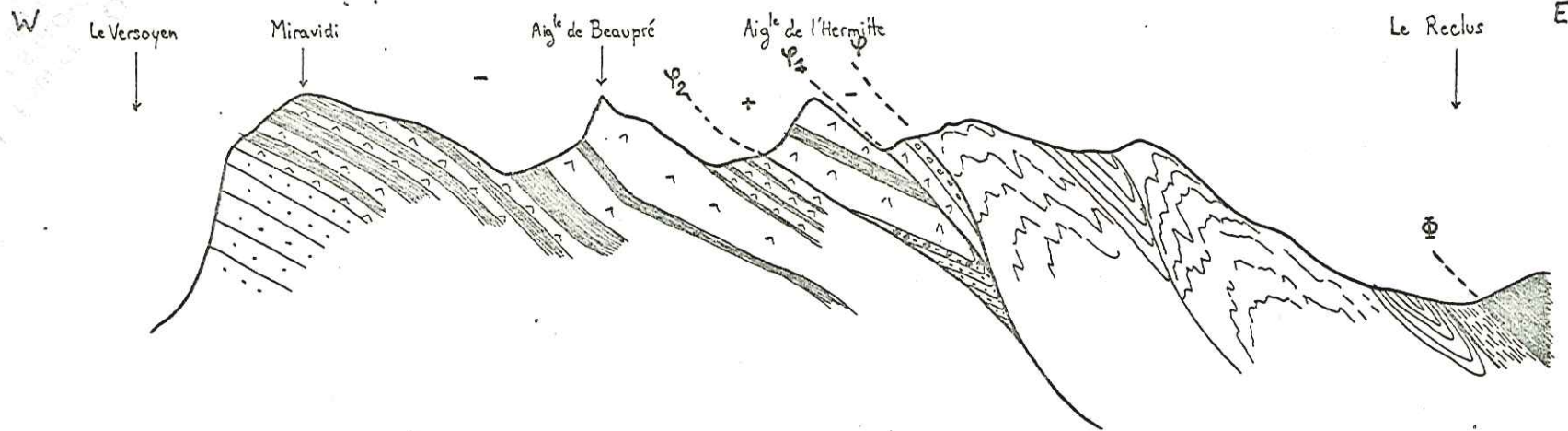


- faille décrochante avec sens de mouvement
- contact tectonique certain (cf fig. 16. 17 et 18)
supposé
- unité du P^t S^t Bernard (P^t S^t B^d)
- écaille du glacier d'Arguerey ②
- petite écaille de l'Hermitte sud ③
- série autochtone relative ④

Echelle : 0 250 500 m

Univ. J. Fourier - O.S.U.G.
 MAISON DES GEOSCIENCES
 DOCUMENTATION
 B.P. 53
 F. 38041 GRENOBLE CEDEX
 Tél. 04 76 63 54 27 - Fax 04 76 51 40 58
 Mail: ptalour@ujf-grenoble.fr
 18 AOÛT 2003


Fig 18 - COUPE INTERPRÉTATIVE DE LA STRUCTURE DE LA ZONE DU
VERSOYEN AU NIVEAU DES AIGUILLES DE L'HERMITTE




+ - Polarité des série


— Contact tectonique (cf fig. 16, 17 et 19)

 Schistes noirs carbonifères : Zone Houillère

 Schistes noirs : lias sup. ?


 Calcschistes : lias moyen ?


} Zone du Petit-S^t Bernard

 Flysch de Tarentaise

 Schistes noirs

 Roches vertes

 Calcschistes de l'Arguerey

 Conglomérat du Colet des Rousses

} Unité du Roignais-Versoyen.

vidualisation d'unités tectoniques vraies c'est-à-dire d'entités à contenu stratigraphique différent, limitées par des contacts anormaux : ici, unité du Petit Saint Bernard à calcschistes liasiques et unité du Roignais-Versoyen à roches vertes et schistes noirs en particulier .

b₃ - Conclusions

En définitive, la région du Versoyen offre tous les degrés d'intensité de glissement sur des plans de même génération :

- glissements au niveau des schistes noirs ou au contact schistes roches vertes. L'importance de ces glissements ne peut être évaluée sur le terrain.

- φ_1 : glissement sur les plans axiaux des plis isoclinaux, affectant la série. Ce type de glissement ne met en contact que des terrains stratigraphiques analogues, mais de polarités différentes .

- φ_2 et φ : véritables écaillages mettant en contact des termes stratigraphiques différents.

c - Le cas particulier du Massif du Clapey

Le petit Massif du Clapey occupe une position stratigraphique et structurale bien particulière. Il s'agit d'une grosse lentille de roches vertes (400 à 500 m d'épaisseur, 1200 m de long) fortement pentée vers le Sud-Est (40 à 60°). Elle n'est séparée de l'unité du Petit Saint Bernard que par un mince niveau de schistes noirs. Par rapport aux niveaux très épais de roches vertes de la zone Beaupré-Hermitte-Pointe des Glaciers, le massif du Clapey est totalement excentré. De plus, ce massif ne se trouve pas dans un contexte de sills épais et nombreux, comme c'est le cas pour la zone de Beaupré-Hermitte-Pointe des Glaciers. Les rares sills situés sous Clapey, à l'Ouest et au Sud Ouest du massif, sont peu épais et semblent totalement indépendants de celui-ci. On peut penser que le phénomène d'écaillage envisagé plus haut pour les sills a permis ici la superposition d'une masse basique volumineuse et de sills minces. Toutefois, les observations n'apportent que peu de preuves à l'appui de cette hypothèse: un banc gréseux dessine quelques plis décimétriques dans un niveau de schistes noirs situés sous Clapey; de plus, des schistes indurés (thermométamorphisme de contact) sont visibles en bordure de Clapey en certains points particuliers: paroi NW au niveau du petit canal, altitude 2140 m, au contact roche verte du Clapey - schiste noir. Le contact entre schistes indurés et schistes noirs banaux sous-jacents est-il primaire ou tectonique? Cette question n'a pu être tranchée sur le terrain. Malgré tout, l'ensemble des particularités structurales du Clapey nous fait plutôt pencher vers une mise en place tectonique de cette masse de roches vertes .

d - Réinterprétation des écaillages de matériel acide et de serpentinite

- Données de terrain

Un ensemble d'affleurements de roches acides (leptynites), associées ou non à des serpentinites, s'observe dans la partie nord est de la zone du Versoyen (Vallon du Breuil et Miravidi).

La plus grosse masse de leptynite, celle de Pointe Rousse (1,4 km² d'affleurement (environ) est clivée selon un plan N 130 penté NE en deux écailles: la 1ère écaille de Pointe Rousse (terminologie ANTOINE 1971) au nord est, est presque uniquement composée de matériel acide; on note seulement quelques affleurements de serpentinite sur sa bordure sud ouest. Les serpentinites sont beaucoup plus abondantes vers le Sud-Ouest dans la seconde écaille de Pointe Rousse.

D'autre part, la série à roches vertes du Versoyen est en contact avec les faciès acides de la première écaille de Pointe Rousse par un conglomérat peu épais remaniant les leptynites. Pour la deuxième écaille, le passage leptynite-série du Versoyen se fait par un conglomérat plus épais et un niveau de quartzite.

Les autres affleurements acides sont de taille beaucoup plus réduites. Ils s'alignent suivant une direction N NW - S SE au nord de la Pointe Rousse.

Dans la paroi ouest du Miravidi affleure une écaille tectonique particulière à deux points de vue : tout d'abord elle ne renferme que des serpentinites à l'exclusion de tout faciès acide (dimension: 250 m x 60 m) d'autre part, elle ne se situe pas dans l'alignement des autres écailles mais plus de deux kilomètres à l'ouest de l'écaille la plus proche.

La mise en place tectonique de toutes ces écailles est évidente. Le massif de Pointe Rousse présente sur sa bordure nord est une zone mylonitisée importante (30 m de puissance au minimum). Cette mylonite revêt des aspects divers : faciès mimant un conglomérat à débit schisteux, faciès leptynitique totalement broyé à zones d'oxydes de fer, faciès confus montrant une intrication de roches vertes et de leptynite en lambeaux étirés. D'autre part, les serpentinites sont parcourues par des filons de talc et chrysotile et présentent fréquemment le débit en écailles caractéristique des faciès tectonisés de ces roches.

Le point commun de toutes ces écailles est leur situation privilégiée : elles se localisent toujours à la partie supérieure de la série du Versoyen et à proximité immédiate du contact stratigraphique entre cette série et le flysch de Tarentaise. Le flysch ne renferme aucune écaille tectonique.

- Interprétation

- L'interprétation proposée s'appuie sur les faits suivants:
- la position actuelle des affleurements de leptynites et serpentinites est tectonique;
 - ces écailles s'alignent suivant une direction N NW - S SE ;
 - des conglomérats remaniant les leptynites jalonnent le contact série à roche verte première écaille de Pointe Rousse;
 - la seconde écaille de Pointe Rousse présente une série de conglomérats, quartzites, schistes plus développée (15 m de puissance environ).

Dans ces conditions, les affleurements acides peuvent s'interpréter comme un ancien système horst-graben repris ultérieurement par une tectonique tangentielle. En effet, l'étude stratigraphique de régions avoisinantes (COLLARD 1973, FUDRAL 1973) a montré que la paléogéographie du Trias, Lias et Dogger était conditionnée par le jeu incessant de horsts et de grabens. Tout laisse à croire que le même type de paléogéographie

a existé dans le secteur du Versoyen à cette époque. La région de Pointe Rousse correspondrait donc à un haut-fond remanié (conglomérats à éléments leptynitiques) et directement transgressé par la série volcanique. Dans cette optique, la deuxième écaille de Pointe Rousse constituerait une marche abaissée par rapport au horst de Pointe Rousse, ce qui expliquerait la série de couverture plus épaisse de cette écaille avant la sédimentation pélimitique.

Ce schéma permet d'expliquer la grande disparité des terrains formant le soubassement de la série du Versoyen :

- à Prainan, coulée à coussins (Crétacé moyen?) reposant directement sur les calcaires spathiques du Lias moyen;
- à l'Arguerey, au point coté 2849 m, sill de roche verte reposant sur les calcschistes du Lias supérieur;
- à la Pointe Rousse, roche verte reposant sur le conglomérat à éléments de leptynites .

Au Crétacé moyen, la paléogéographie du secteur du Versoyen se simplifie; l'ancien système de horsts et grabens affectant le soubassement s'efface sous les pélites et égalise la surface du bassin dans lequel va se déposer le flysch au Crétacé supérieur. Lors des mouvements dûs à la tectonique ultérieure, un système local de compression NW-SE fait rejouer les accidents supposés verticaux du soubassement en failles inverses déversées vers le NW (exemple : accident limitant les deux écailles de pointe Rousse (fig. 19) .

Il faut néanmoins apporter des réserves à cette hypothèse, car la direction des anciens accidents du socle reste encore inconnue et la présence de lentilles de serpentinites s'insère mal dans un schéma de horst et de graben, ce qui est très gênant.

Quelle origine attribuer à ces serpentinites ? Deux hypothèses sont possibles :

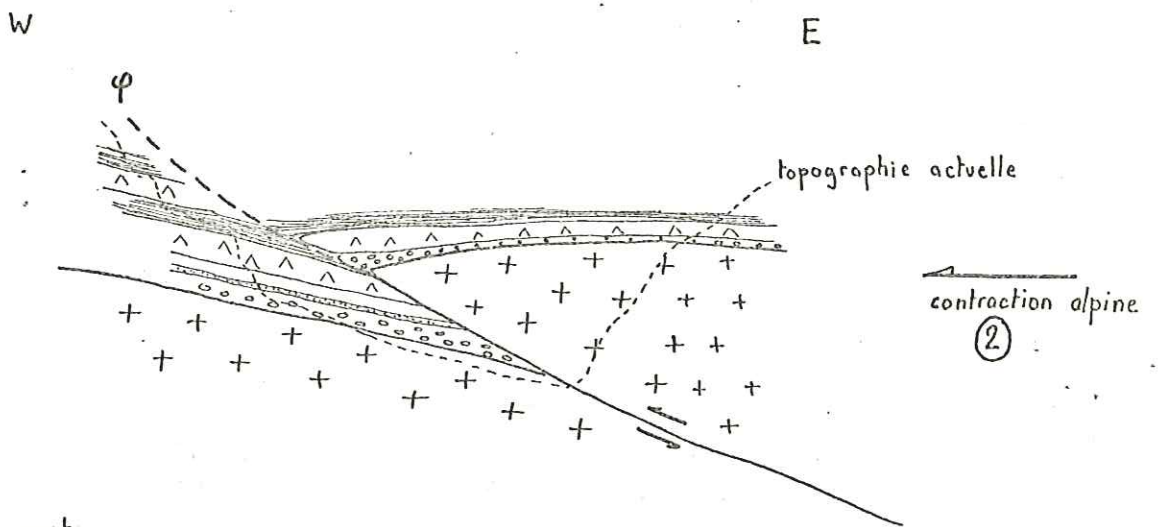
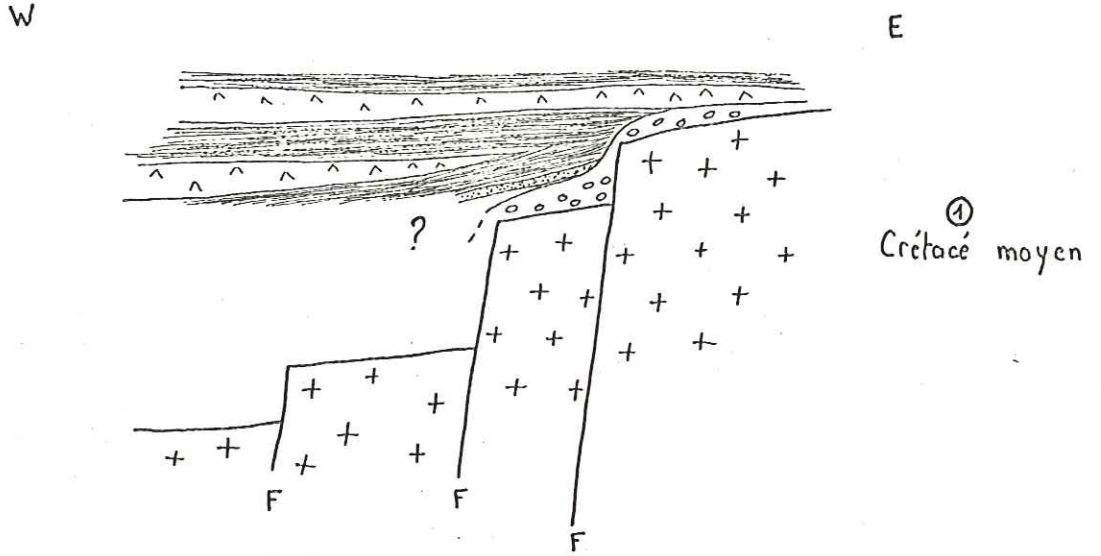
1 - Le volcanisme du Versoyen comporte un complexe ophiolitique dont les serpentinites représentent les termes ultrabasiques. Celles-ci, lors des mouvements alpins, sont injectées vers la surface et entrent ainsi en contact tectonique, soit avec le soubassement acide permien (ex. Pointe Rousse), soit avec la série à roches vertes du Versoyen (ex. Miravidi).

Malgré tout, cette hypothèse se conçoit difficilement notamment sur le plan pétrographique et sera rediscutée ultérieurement.

2 - Le volcanisme du Versoyen ne constitue pas un complexe ophiolitique. En effet, tous les auteurs ont parlé des ophiolites de la zone du Versoyen. Or selon la définition de STEINMANN (1926), élargie et précisée en Septembre 1972 lors de la réunion de la Société Géologique Américaine (Penrose conference), "les complexes ophiolitiques sont des associations cogénétiques de roches essentiellement ultrabasiques, qui se composent toujours pour l'essentiel de péridotites (serpentinites) et, en quantités subordonnées, de gabbros, diabases, spilites".

D'une manière générale, le volume des termes ultrabasiques représente au moins 70% du volume total de l'assemblage ophiolitique. Une série sédimentaire comportant des cherts, radiolarites etc... accompagnent les faciès magmatiques.

Fig 19 - COUPES INTERPRÉTATIVES DE LA GENÈSE
DES ÉCAILLES DE POINTE - ROUSSE



- ^ ^ roche verte
- ▨ schiste noir
- 〰 niveau de quartzite
- ○ ○ conglomérat de couverture de P^he Rousse
- + + lentinite

Dans la région du Versoyen, seul existe un complexe volcanique basique, constitué de sills et de coulées à coussins; les faciès sédimentaires sili- ceux sont absents, les ultrabasites sont très peu abondantes (1 à 2% du volume total des Roches Vertes) et n'appartiennent sans doute pas à l'ensemble des roches magmatiques du Versoyen.

Dans ce cas, les serpentinites sont totalement allochtones et deux origines sont possibles:

. Elles pourraient provenir de la zone piémontaise, qui est la seule à offrir des faciès ultrabasiques susceptibles d'avoir été charriés vers le Nors-Ouest au cours des mouvements alpins. L'existence de klippes piémontaises à serpentinites (ex. Mont Jovet) prouve qu'une telle origine est envisageable. Au Mont Jovet, ces termes ultrabasiques reposent sur des séries plus externes par l'intermédiaire d'une épaisse semelle gypseuse, alors que dans le Versoyen, les serpentinites sont intimement intriquées dans la série autochtone à schistes noirs et sills basiques. L'origine piémontaise de ces serpentinites supposerait donc un schéma tectonique très complexe et fort improbable.

. Une origine profonde et ancienne des serpentinites est envisageable. Dans ce cas, elles proviendraient d'un socle éventuellement présent sous les leptynites. Aproximité, de telles serpentinites anciennes ont été décrites dans le socle de Vanoise (ELLENBERGER 1958). Le jeu incessant des accidents affectant le socle favorise la remontée des lames tectoniques de serpentinites jusque dans la couverture.

Aucune de ces explications n'est vraiment satisfaisante; chacune d'elles présente de sérieuses difficultés, en raison surtout de la grande part d'hypothèses qu'elles comportent.

e - Les failles tardives

L'ensemble de la zone du Versoyen est parcouru par une série d'accidents de direction N 50, légèrement pentés SE, et donc parallèles aux structures régionales. Ils sont particulièrement visibles dans le secteur du haut vallon du Miravidi, Pointe des Veis, et se repèrent très bien sur photos aériennes. En Italie, ces accidents décalent nettement, suivant un jeu cartographiquement dextre, certaines écailles de leptynites et serpentinites (ex: écaille à l'Est de la Pointe des Glaciers). Dans le flysch, ces accidents sont peu visibles par manque de niveau repère. Malgré tout, un décalage du contact flysch - série à roches vertes du Versoyen dû à ces failles, est localement visible (Sud du vallon du Miravidi, le Teppier).

C - CONCLUSIONS

Stratigraphie et pétrographie

- Le volcanisme s'est mis en place après le dépôt des sédiments carbonatés et avant celui du flysch, donc au début du sénonien.

- L'ensemble grenu du Clapey semble indépendant du système sills - coulées.

- Les laves en coussins peuvent localement présenter des enrichissements métasomatiques (Na et Si) à l'origine des amphiboles bleues, et une

vésiculation intense à l'origine des brèches de coussins.

Tectonique

- Deux phases de déformation ont été mises en évidence:

- ° phase N 50: plissement isoclinal, création d'une schistosité S_1 , métamorphisme de faciès Schistes Verts. Localement création d'un strain-slip.
- ° phase N 0: bombement anticlinal avec glissement de la linéation N 50 sur les flancs de celui-ci.

- De nombreux clivages provoquent le raccourcissement nord ouest - sud est de la série et l'exagération de son épaisseur.

- L'écaille de l'Hermitte semble être un lambeau de flanc normal de l'anticlinal déversé du Versoyen.

- Les serpentinites n'ont aucun rapport avec les faciès basiques, et les produits du volcanisme du Versoyen ne constituent pas un complexe ophiolitique. L'association serpentinite-leptynite paraît être liée à un jeu tectonique au niveau d'un socle.

Avertissement :

Afin d'éviter des répétitions, les caractères microscopiques et les données chimiques concernant les minéraux isolés de leur contexte ont été regroupés dans un chapitre Minéralogie, qui est donc purement analytique. A l'appui des descriptions pétrographiques, les résultats sont interprétés et synthétisés et constituent le chapitre Pétrographie.

A) ETUDE MINERALOGIQUE* Méthodologie

- Etude des lames minces . L'étude minéralogique et pétrographique est basée sur l'examen d'environ 230 lames minces dont la plus grande partie a été faite dans les metabasites. Quelques faciès de schistes noirs, enclaves carbonatées, serpentinites et leptynites y ont été ajoutés.

- Radiocristallographie . Les diagrammes de poudre ont été obtenus à l'Institut Dolomieu à Grenoble sur diffractomètre Philips avec amplificateur et compteur C.G.R. équipé d'un monochromateur; anticathode Cu et filtre Ni; courant de 40 kV et 20 mA. Le calcul des paramètres réticulaires a été affiné, dans certains cas, par la méthode des moindres carrés au moyen d'un programme FORTRAN du C.N.R.S. (laboratoire de Melle GONDRAND).

- Analyse à la microsonde . Elles ont été réalisées à l'Ecole Normale Supérieure de Paris, sur microsonde Cambridge MK5, take off. 75°, avec un courant de 15 kV et 20 nA et un temps de comptage de 20 secondes. Les corrections ont été effectuées à l'aide d'un programme E.N.S. d'après les données de SWEATMAN-LONG et COULON et ZELLER, sans correction de fluorescence.

* Introduction

Pour chaque minéral étudié, on mentionnera successivement le faciès de la roche-hôte, les caractéristiques microscopiques et, si nécessaire, les données radiocristallographiques, les résultats fournis par la microsonde et les conditions thermodynamiques de stabilité du minéral.

1) ALBITEa) Répartition

Abondante dans toutes les metabasites et schistes noirs du Versoyen, elle est absente des serpentinites.

b) Caractères microscopiques

Elle se présente le plus souvent en cristaux xénomorphes, non maclés, renfermant de nombreuses inclusions d'actinote et/ou d'épidote. Dans les roches vertes à structure doléritique ou grenue, elle est associée à la clinzoïsite pour former de grandes plages pseudomorphosant d'anciens plagioclases. Dans les schistes, il est fréquent d'observer des granules opaques dessinant la schistosité ou des microplis à l'intérieur des cristaux d'albite (cf p. 104).

L'albite tardive constitue des filonnets; les cristaux sont alors plus volumineux, limpides, dépourvus d'inclusions, et maclés albite.

c) Radiocristallographie

L'albite d'une métabasite de Clapey (Gj 50) a été isolée. Le diffractogramme RX montre qu'il s'agit bien d'albite, probablement de basse température. Afin de préciser ce résultat la méthode de WRIGHT (1968) a été utilisée. Les valeurs de 2θ des raies 060 et 204 sont respectivement $42,50^\circ$ et $51,17^\circ$, ce qui place ce feldspath parmi les albites de basse température. (fig. 20).

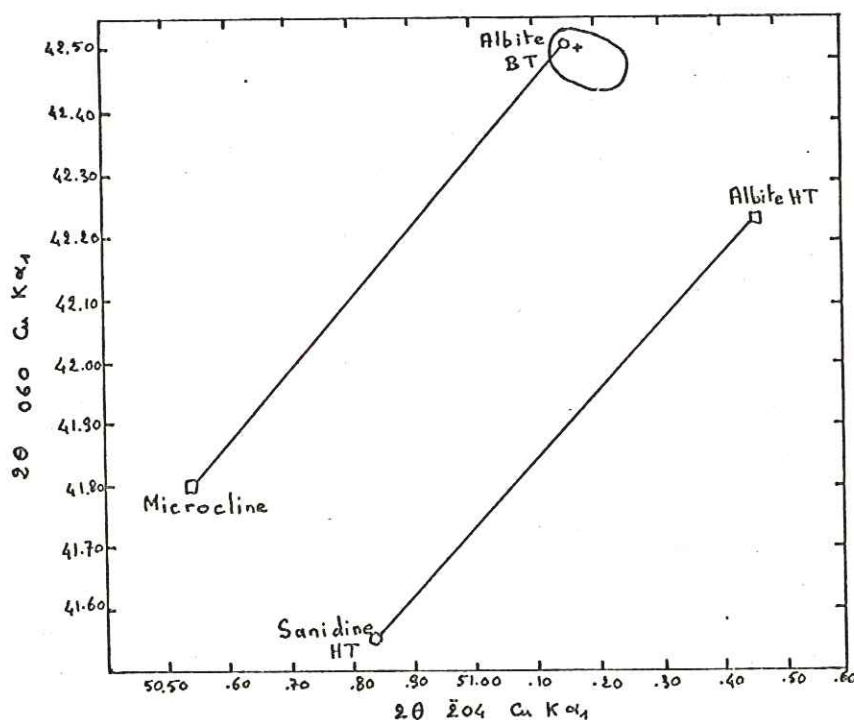


Fig. 20.- Diagramme de WRIGHT (1968). Cercle : champ des albites de spilites, d'après Vallance (1974).
+ albite d'une métabasite du Clapey.

2) QUARTZ

Le plus souvent absent des métabasites, il apparaît toutefois dans les faciès particulièrement riches en stilpnomélane ou en pyroxène jadéitique, dans lequel il se présente le plus souvent en exsudation.

Le quartz est associé à l'albite dans les lits clairs des schistes noirs; sa quantité est subordonnée.

Il renferme parfois des inclusions fluides alignées.

3) PYROXENES MAGMATIQUES

a) Répartition

Ils existent essentiellement dans certains faciès (cf p. 70 à 86) des sills épais (puissance supérieure à 15 m) tels que les sills des Aiguilles de Beaupré, du Haut Vallon de Beaupré et des Aiguilles de l'Hermitte, et sont assez rares dans les métabasites de Clapey, et seulement dans les faciès centraux.

b) Caractères microscopiques

Le pyroxène magmatique est parfois très bien conservé, mais le plus souvent sa pseudomorphose est entamée. Ses cristaux sont souvent éclatés selon les directions des clivages et les différents fragments présentent un phénomène d'extinction roulante commun.

Ils sont incolores, jaunâtres ou légèrement rosés en lumière naturelle, et pseudomorphosés en chlorite, actinote, ou bien amphibole bleue, amphibole bleu-vert, stilpnomélane. Un liseré de granules opaques souligne fréquemment la forme initiale du cristal.

Il s'agit de pyroxènes de la série diopside-augite. (2V compris entre 50° et 70°)

c) Radiocristallographie

Le sommet du sill formant les Aiguilles de Beaupré (Gg 8) renferme de nombreux pyroxènes magmatiques vestigiaux caractérisés en diffraction X par les raies suivantes (tableau 1). Il s'agit de diopside.

2	I	sin ²	hkl
19,92	tf	.02992	020
29,81	TF	.06616	221
30,30	F	.06830	310
30,85	M	.07074	311
34,92	M	.09002	131
35,50	M	.09294	002
35,70	M	.09396	221
41,90	f	.12784	330
42,30	f	.13018	331
44,35	f	.14246	041
56,60	M	.22476	531
56,96	tf	.22739	440
59,67	f	.24751	350

I = intensité relative
des raies.

tf = très faible

f = faible

M = moyenne

F = forte

TF = très forte

Tableau 1 . Diopside provenant du sommet du sill des Aiguilles de Beaupré (Gg8) - Données radiocristallographiques.

Les paramètres réticulaires de ce diopside ont été calculés approximativement, puis affinés par la méthode des moindres carrés. Les valeurs obtenues sont les suivantes : $a = 9,76 \text{ \AA}$; $b = 8,93 \text{ \AA}$; $c = 5,26 \text{ \AA}$; $\beta = 106,09^\circ$. L'erreur est estimée à $0,02 \text{ \AA}$ près, ce qui est assez pessimiste.

D'après LEFEVRE (1969), au cours de la différenciation, les teneurs en Al des pyroxènes ne restent pas constantes. Les pyroxènes des séries tholéitiques, calco-alcalines et hyperalumineuses ont des teneurs en Al relativement faibles (Al égal en moyenne à 0,130 atome pour 6 oxygènes pour des basaltes tholéitiques), teneurs qui tendent à décroître lors de leur évolution. La valeur de b du pyroxène étudié reportée dans le diagramme de LEFEVRE (fig. 21), fournit une valeur de $Al^{IV} + Al^{VI}$ égale à 0,035 (compris entre 0,00 et 0,14) . Ce pyroxène est donc caractéristique d'une série tholéitique.

	% poids		
	Gg8: A	Gg8 B	Hg26
SiO ₂	52,69	52,36	51,35
Al ₂ O ₃	2,46	2,46	2,23
Fe ₂ O ₃	5,13	6,91	10,06
MnO	0,80	0,16	0,22
MgO	15,83	14,69	14,72
CaO	21,55	20,87	20,41
Na ₂ O	0,23	0,30	0,48
K ₂ O	0,06	0,06	0,02
TiO ₂	0,83	1,19	1,12
Cr ₂ O ₃	n.d.	n.d.	0,03
Total	99,59	99,00	100,64

Proportions atomiques base O = 6			
Gg8 A	Gg8 B	Hg26	
1,946	1,955	1,921	Si
0,054	0,045	0,078	Al ^{IV}
0,053	0,063	0,019	Al ^{VI}
0,143	0,194	0,0283	Fe ²⁺
0,025	0,005	0,007	Mn
0,871	0,817	0,820	Mg
0,852	0,834	0,818	Ca
0,016	0,021	0,035	Na
0,003	0,003	-	K
0,023	0,033	0,031	Ti
n.d.	n.d.	n.c.	Cr
3,986	3,971	4,015	Total

	Hg29	Hg1 C	Hg1 B
SiO ₂	50,83	50,57	50,26
Al ₂ O ₃	2,10	1,89	3,26
Fe ₂ O ₃	11,12	10,07	7,93
MnO	0,21	0,08	0,14
MgO	13,40	13,37	15,08
CaO	19,41	20,43	20,57
Na ₂ O	0,29	0,18	0,40
K ₂ O	-	0,04	0,02
TiO ₂	1,09	1,14	1,31
Cr ₂ O ₃	-	n.d.	0,28
Total	98,45	97,78	99,25

	Hg29	Hg1 C	Hg1 B	
1,947	1,947	1,894	Si	
0,053	0,053	0,106	Al ^{IV}	
0,042	0,032	0,038	Al ^{VI}	
0,321	0,292	0,224	Fe ²⁺	
0,007	0,003	0,004	Mn	
0,765	0,766	0,846	Mg	
0,796	0,842	0,004	Ca	
0,0215	0,013	0,830	Na	
-	0,002	0,029	K	
0,031	0,033	0,371	Ti	
-	n.d.	n.c.	Cr	
3,984	3,984	4,012	Total	

	% poids			Proportions ioniques base O = 6			
	Bk 5	Gi2	Gj86	Bk 5	Gi2	Gj86	
SiO ₂	52,86	53,19	53,20	1,936	1,927	1,971	Si
Al ₂ O ₃	2,64	3,06	2,07	0,063	0,073	0,029	Al ^{IV}
				0,050	0,058	0,061	Al ^{VI}
Fe ₂ O ₃	10,29	6,41	12,10	0,284	0,175	0,337	Fe
MnO	0,18	0,17	0,20	0,006	0,005	0,006	Mn
MgO	15,48	16,18	13,43	0,845	0,873	0,741	Mg
CaO	19,46	21,22	19,41	0,763	0,823	0,770	Ca
Na ₂ O	0,27	0,57	0,35	0,019	0,040	0,025	Na
K ₂ O	0,03	0,01	0,02	-	-	-	K
TiO ₂	0,89	0,95	0,99	0,024	0,026	0,028	Ti
Cr ₂ O ₃	0,11	0,61	-	n.c.	n.c.	-	Cr
Total	102,21	102,37	101,77	3,992	4,001	3,970	Total

- Gg 8 - A et B : Métabasite, sommet du sill des Aiguilles de Beaupré.
 Hg 26 : Métabasite, partie centrale d'un sill du Haut Vallon de Beaupré.
 Hg 29 : Métabasite, base d'un sill du Haut Vallon de Beaupré.
 Hg 1 - B et C : Métabasite, sommet d'un sill du Haut Vallon de Beaupré.
 Bk 5 : Métabasite, partie centrale d'un sill près des Tigny.
 Gi 2 : Métabasite, sommet de la masse de roches vertes au nord du Col de Forcle.
 Gj 86 : Métabasite, partie centrale du massif de Clapey.

Tableau 2 . Résultats d'analyse à la microsonde des pyroxènes magmatiques.

- Gg 8 - A et B
- × Hg 1 - B et C
- Hg 29
- ⊙ Gi 2
- ◇ Bk 5
- ⋄ Hg 26
- ⊕ Gj 86

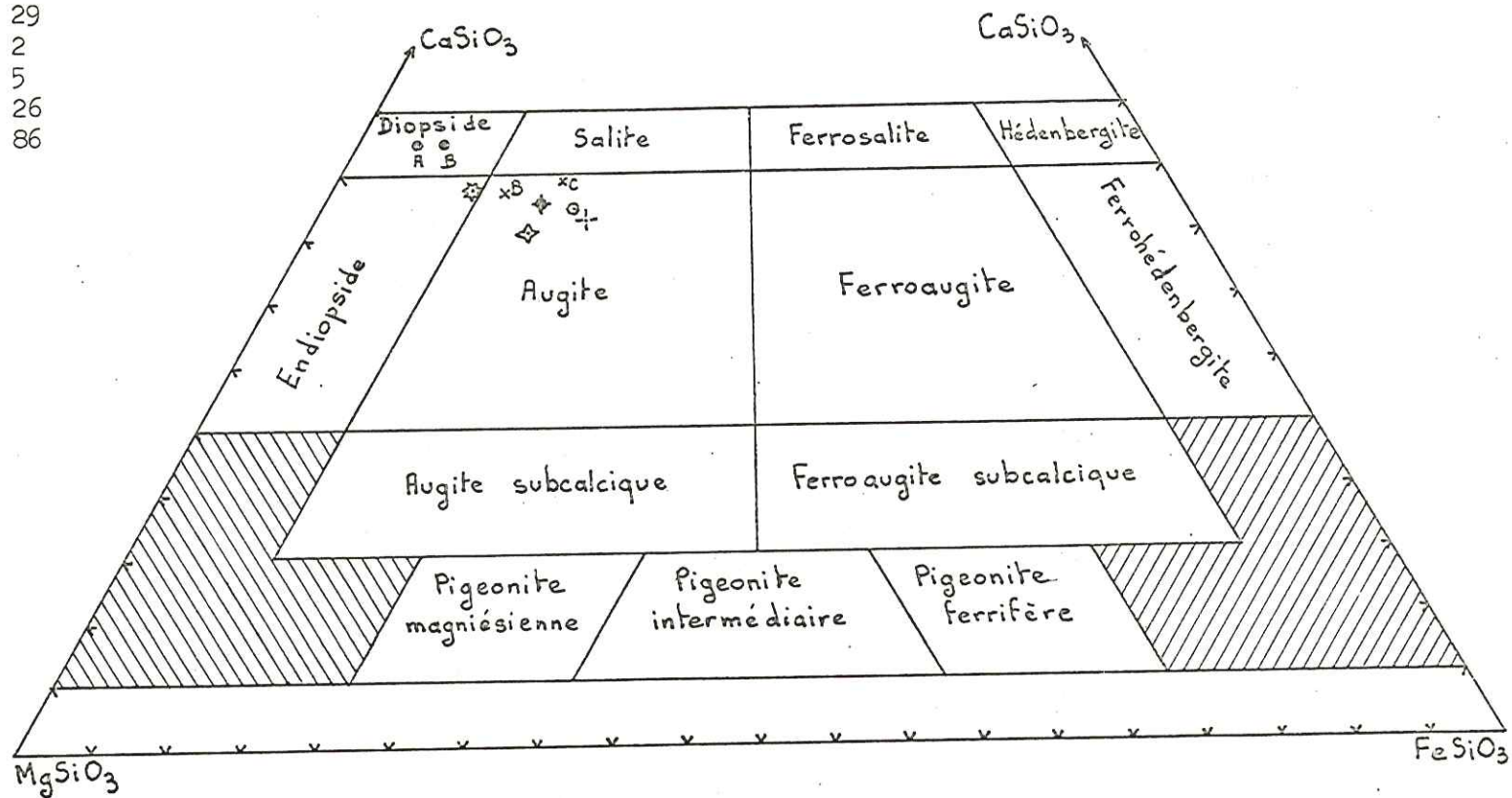


Fig. 22. Localisation des pyroxènes analysés dans le tableau de classification de POLDERVAART et HESS (1951)
(cf. nature et localisation des échantillons au tableau 2)

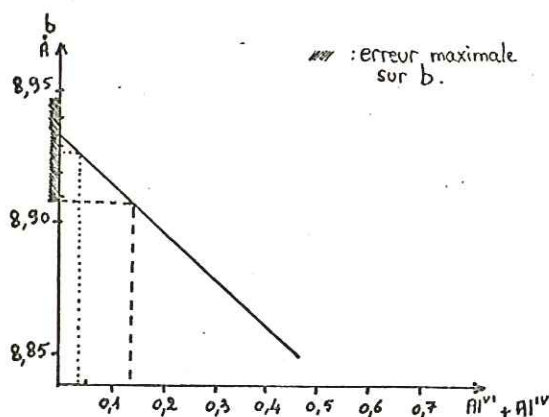


Fig. 21 . Diagramme de LEFEVRE (1969) - Paramètre b du diopside d'une métabasite provenant du sill des Aiguilles de Beaupré (Gg 8).

d) Microsonde

Parmi les analyses des pyroxènes magmatiques effectuées à la microsonde (tabl. 2) seul l'échantillon Gj 86 provient de la pointe de Clapey; les autres ont été prélevés dans des sills.

Ces analyses seront interprétées et discutées à propos de la pétrographie des sills (p. 70 à 86). Selon la classification de POLDERVAART et HESS (1951), la plupart des pyroxènes analysés tombent dans le champ des augites (fig. 22); on note aussi un endiopside très proche de la composition des augites et un diopside (Gg 8).

Notons aussi que la teneur en $Al^{IV} + Al^{VI}$ calculée par la méthode de LEFEVRE est en accord avec celle fournie par la microsonde.

4) PYROXENES METAMORPHIQUES

a) Répartition

Ils ne se rencontrent que dans les métabasites du Clapey et sont de deux types : l'un caractéristique des faciès de bordure est un pyroxène jadéitique, l'autre rencontré dans la partie centrale est un pyroxène verdâtre mal déterminé.

b) Caractères microscopiques

* Le pyroxène jadéitique : généralement craquelé, éclaté, altéré, il peut toutefois former de grandes plages à extinction roulante. L'aspect général ne permet pas tellement de le distinguer des augites et diopsides, car ils ont en commun la couleur, le relief et les clivages; néanmoins, la jadéite s'altère d'une façon caractéristique en plages semi-opaques, toutes piquetées. Dans les craquelures on note de minuscules cristaux d'albite non maclés; de petits grains brun-rouge ou opaques à pléochroïsme d'hématite en lumière réfléchie s'alignent en matérialisant l'axe de cassure (ph. n° 9). L'angle d'extinction est fort.

* Le pyroxène verdâtre : de petites plages xénomorphes, verdâtres, semi-opaques, à fort relief et angle d'extinction voisin de 45° ont une allure rappelant celle de l'omphacite; il est issu d'un échantillon prélevé dans le grand éboulis au Sud Est du Clapey (échantillon P. SALIOT). Il est donc très rare et nous ne possédons aucune donnée chimique sur ce pyroxène.

c) Microsonde

L'analyse du pyroxène jadéitique d'une métabasite de bordure du Clapey (Gj 13) est reportée sur le tableau 3.

	% poids	prop. ioniques O=6	
SiO ₂	54,44	1,940	Si
Al ₂ O ₃	15,77	0,060	Al ^{IV}
		0,601	Al ^{VI}
Fe ₂ O ₃	15,39	0,412	Fe ³⁺
MnO	0,14	0,004	Mn
MgO	4,77	0,253	Mg
CaO	0,32	0,012	Ca
Na ₂ O	6,69	0,462	Na
K ₂ O	0,18	0,008	K
TiO ₂	0,09	0,002	Ti
P ₂ O ₅	-	-	P
Cr ₂ O ₃	-	-	Cr
Total	97,79	3,756	Total

Tableau 3 . Pyroxène jadéitique d'une métabasite de bordure de Clapey (Gj 13).
Données chimiques

Les proportions des termes jadéite (jd), aegyrine (aeg) et diopside hédénbergite (di) ont été calculées suivant les formules de BANNO (1969).

Le pyroxène analysé renferme donc les proportions suivantes:
 jd = 57,8%
 aeg = 39,7%
 di = 2,5%

Ces proportions moléculaires sont reportées dans le diagramme jadéite-aegyrine-hédénbergite diopside (fig. 23). Le fer total ayant été compté comme Fe₂O₃, la teneur en aegyrine est surestimée. Le point doit être légèrement déplacé vers la droite jd-di hed, comme il est indiqué sur le diagramme par une petite flèche.

Il apparaît que le pyroxène jadéitique du Clapey est beaucoup plus aegyrique que ceux provenant de la zone piémontaise et analysés par BOCQUET (1974).

d) Conditions expérimentales d'équilibre

Les données expérimentales concernant les pyroxènes sodiques fournies par différents auteurs ont été rassemblées par BOCQUET (1974) (fig. 24). Le pyroxène des bordures de Clapey est assez proche de la composition aeg 50 - jd 50. L'équilibre albite + oxydes de Fe \rightleftharpoons jadéite aegyrique + quartz se situe vers 400° C pour une pression de 10 kb.

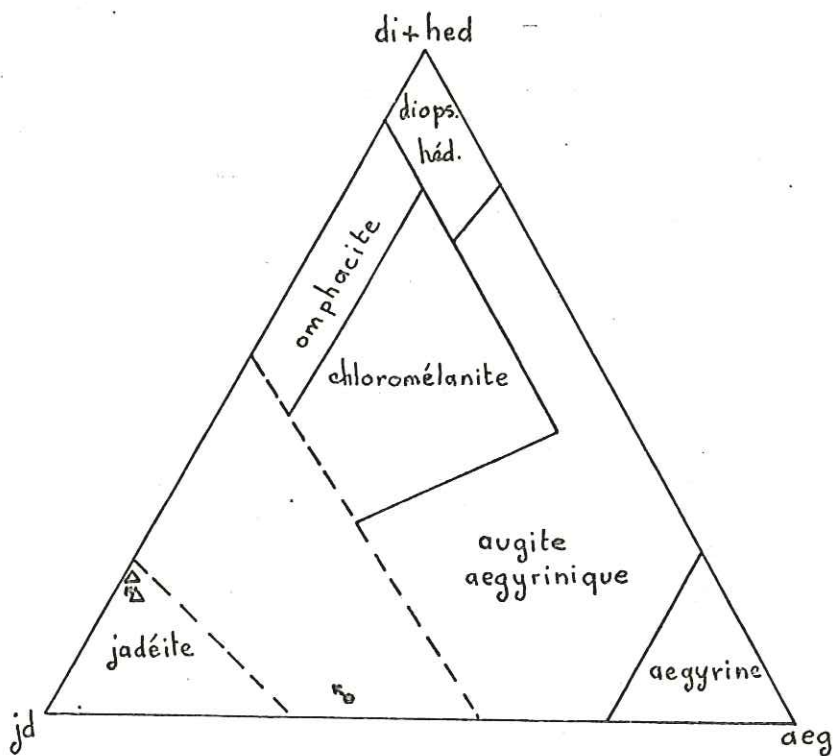


Fig. 23 . Pyroxènes sodiques : teneurs en jd - di - aeg
 ● pyroxène d'une métabasite de bordure de Clapey (Gj 13)
 ▲ pyroxène des méta-ophiolites piémontaises (BOCQUET 1974)

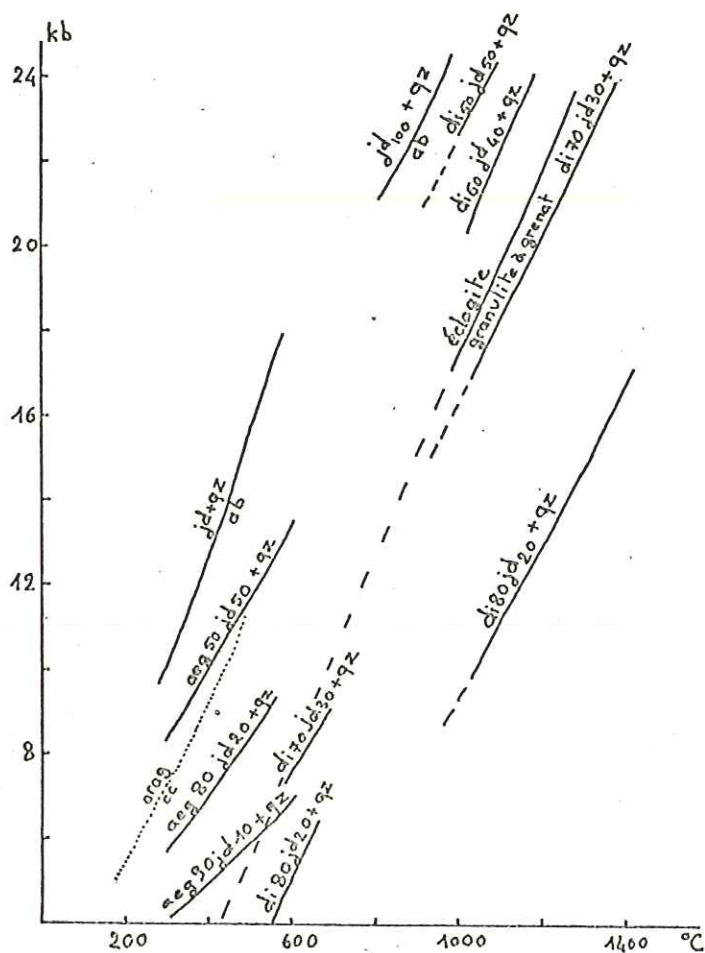
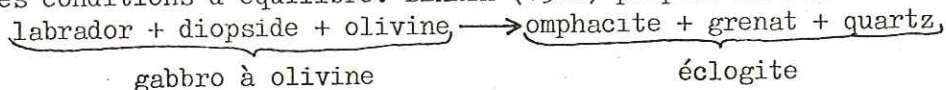


Fig. 24 . Données expérimentales concernant les pyroxènes sodiques (citées par BOCQUET 1974), droite aragonite calcite.

* Par ailleurs, bien que la présence d'omphacite dans le Versoyen ne soit pas absolument prouvée, il est intéressant d'en connaître les conditions d'équilibre. BEARTH (1962) propose la réaction :



Le domaine des éclogites est très vaste; il se situe au-delà de 12 à 15 kb. Ces roches sont caractéristiques d'une P_{H_2O} très faible.

Le problème des éventuels faciès éclogitiques du Versoyen sera à nouveau abordé p. 94.

5) CHLORITES

a) Répartition

Elles sont présentes dans toutes les metabasites du Versoyen, que ce soit dans les sills minces, les sills puissants ou le massif de Clapey et sont particulièrement abondantes dans les laves en coussins et en bordure des lentilles de serpentinites. Elles se rencontrent aussi dans les schistes noirs.

b) Caractères microscopiques

Les chlorites peuvent revêtir des aspects très divers : petites plumes formant de grandes plages qui pseudomorphosent les minéraux ferromagnésiens, cristaux automorphes isolés, plages xénomorphes émettant des ramifications s'insinuant entre les autres minéraux.

La teinte de polarisation est très variable selon les chlorites. En première approximation, les chlorites magnésiennes ont des teintes de polarisation anormales vert-jaune, cuivrées, les chlorites ferri-fères des teintes bleutées. La finesse des cristaux et la grande variabilité de leurs caractères optiques ne permettent pas une détermination très précise en lame mince. Quand une étude plus poussée s'imposait, les chlorites ont été étudiées par diffraction X et à la microsonde.

c) Radiocristallographie

La fraction la plus magnétique d'une metabasite de Clapey (Gj 50) correspond à une chlorite proche celles des fiches A.S.T.M. 16-362 et 12-243. Sa formule structurale calculée par la méthode de BROWN (1961) est la suivante : $(Mg_{2,62} Fe_{1,75}^{2+} Al_{1,63}) (Si_{2,37} Al_{1,63}) O_{10} (OH)_2$. Il s'agit donc d'une chlorite moyennement magnésienne ce qui est le cas de la plupart des chlorites du Versoyen.

La chlorite extraite d'une passée essentiellement chloriteuse (Fd 4) entre des schistes noirs et la lentille de serpentinite du Miravidi a la formule : $(Mg_{4,66} Fe_{0,23}^{2+} Al_{1,07}) (Si_{2,33} Al_{1,07}) O_{10} (OH)_2$. Sa forte teneur en Mg sera interprétée p. 117.

Il existe de nombreuses méthodes de calcul de la composition des chlorites à partir des données radiocristallographiques. BAYLEY (1972) a obtenu la composition chimique de différentes chlorites à la microsonde et par diffraction X en utilisant plusieurs méthodes dont celle de BROWN; c'est cette dernière qui se rapproche le plus des résultats donnés par la microsonde. Nous l'avons donc choisie, d'autant plus qu'elle est utilisable pour des roches ne renfermant ni quartz, ni mica, ce qui est le cas de la plupart des metabasites du Versoyen. Les paramètres cristallographiques de deux chlorites sont reportés sur le tableau 4.

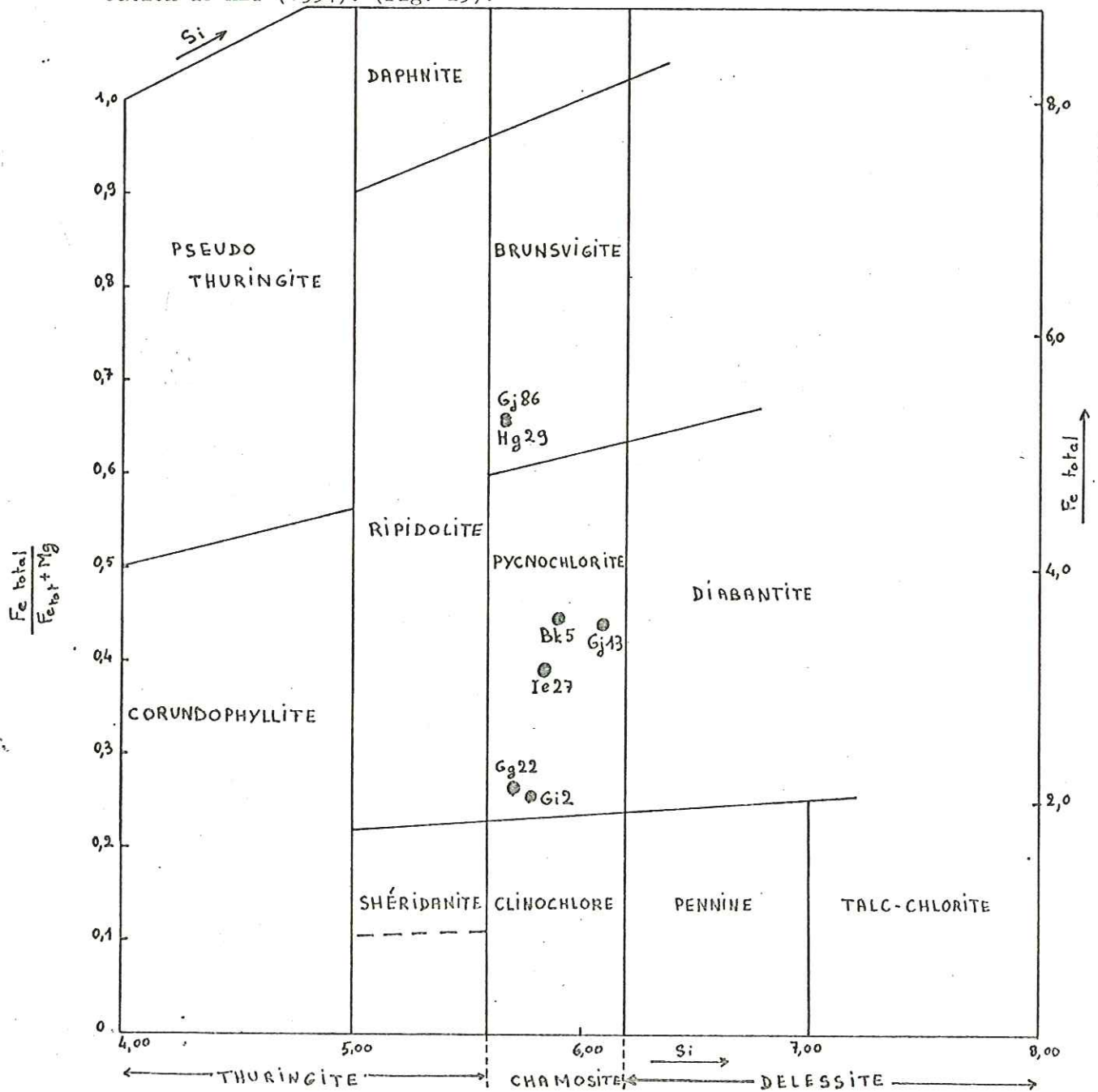
	Gj 50	Ie 5
$a_{\text{Å}}$	5,39	5,36
$b_{\text{Å}}$	9,28	9,22
$c_{\text{Å}}$	14,23	14,30
β	98,0	98,6

Tableau 4. Paramètres réticulaires des chlorites.

Ie 5: matrice chloriteuse de coussins
Gj 50 : metabasite de Clapey

d) Microsonde

Les résultats des analyses figurent dans le tableau 5. Les valeurs de $\frac{Fe_{tot}}{Fe_{tot} + Mg}$ et de Si sont reportées sur le tableau de classification de HEY (1954). (fig. 25).



- Gj 86: Métabasite, partie centrale du massif de Clapey.
 Hg 29: Métabasite, base d'un sill du Haut Vallon de Beaupré.
 Bk 5 : Métabasite, partie centrale d'un sill près des Tigny.
 Gj 13: Métabasite, bordure du massif de Clapey.
 Ic 27: Métabasite, matrice de coussins à glaucophane de Tormotta.
 Gg 22: Métabasite, sommet du sill des Aiguilles de Beaupré.
 Gi 2 : Métabasite, sommet de la masse de roches vertes au nord du Col de Forcle.

Fig. 25 . Place des chlorites analysées dans le diagramme de HEY (1954) .

	% poids							Proportions ioniques							O = 28
	Gj 13	Gj 86	Hg 29	Ie 27	Bk 5	Gg 22	Gi 2	Gj 13	Gj 86	Hg 29	Ie 27	Bk 5	Gg 22	Gi 2	
SiO ₂	23,66	25,09	24,06	26,29	26,47	25,89	26,82	6,087	5,692	5,698	5,849	5,778	5,714	5,793	Si
Al ₂ O ₃	11,74	17,14	16,48	16,61	18,02	17,03	17,81	1,912	2,307	2,302	2,151	2,222	2,286	2,207	Al ^{IV}
								1,646	2,274	2,296	2,204	2,414	2,143	2,326	Al ^{VI}
Fe ₂ O ₃	23,53	36,81	35,58	22,54	25,42	15,58	16,50	4,556	6,398	6,339	3,774	4,179	2,587	2,682	Fe ²⁺
MnO	0,52	0,25	0,26	0,33	0,29	0,25	0,19	0,113	0,048	0,052	0,062	0,054	0,047	0,035	Mn
MgO	15,16	9,63	9,27	17,78	16,06	22,09	21,31	5,810	3,254	3,270	5,893	5,222	7,263	6,856	Mg
CaO	0,03	0,11	0,09	0,10	0,06	0,12	0,07	0,008	0,027	0,022	0,024	0,014	0,028	0,016	Ca
Na ₂ O	-	0,06	-	-	0,05	-	0,07	-	0,026	-	-	0,021	-	0,029	Na
K ₂ O	-	0,01	-	0,02	-	-	-	-	0,003	-	0,006	-	-	-	K
TiO ₂	-	-	0,06	0,04	0,03	0,01	0,03	-	-	0,011	0,007	0,005	0,002	0,005	Ti
Cr ₂ O ₃	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	Cr
Total	74,64	89,10	85,80	83,71	86,4	80,97	82,80	20,133	20,030	19,991	19,969	19,909	20,070	19,949	Total

- Gj 86 : Métabasite, partie centrale du massif du Clapey.
 Hg 29 : Métabasite, base d'un sill du Haut Vallon de Beaupré.
 Bk 5 : Métabasite, partie centrale d'un sill près des Tigny.
 Gj 13 : Métabasite, bordure du massif de Clapey.
 Ie 27 : Métabasite, matrice de coussins à glaucophane de Tormotta.
 Gg 22 : Métabasite, sommet du sill des Aiguilles de Beaupré.
 Gi 2 : Métabasite, sommet de la masse de roches vertes au nord du Col de Forcle.

Tableau 5 . Analyses des pynchlorites et des brunsvigites.

Toutes les chlorites analysées sont des chamosites. Tandis que la valeur de Si est assez constante, le rapport $Fe / (Fe + Mg)$ varie de 0,28 à 0,63, ce qui permet de distinguer la brunsvigite (2 analyses) de la picnochlorite (5 analyses). Ces variations de chimisme seront interprétées dans le chapitre Pétrographie (p.70 à 92).

Les chlorites des échantillons Gi 2 et Gg 22 ont des teintes de polarisation vert-brun cuivre caractéristiques des chlorites magnésiennes. Le critère de distinction basé sur les couleurs semble donc confirmé par l'analyse.

e) Données expérimentales

Les chlorites ont un champ de stabilité extrêmement vaste. Pour un système de composition basaltique, la chlorite commencerait à disparaître à environ 475° C pour 2 kb et serait entièrement remplacée par l'amphibole à 550° C pour 2 kb ou 575° C pour 5 kb (LIOU et al. 1974).

6) HORNBLENDES

a) Répartition

Ce type d'amphibole est très rare dans les laves du Versoyen ; seuls six échantillons en renferment. Cinq d'entre eux proviennent de sillons très épais, un autre du Clapey (la localisation exacte de ces échantillons est donnée dans la légende du tableau 6). Le hornblende n'avait encore jamais été décrite dans le Versoyen.

b) Caractères microscopiques

La hornblende est presque toujours xénomorphe et poeciloblastique ; elle forme de grandes plages. Deux types de hornblende ont été distingués sur des critères de couleur ; l'une est brune, très pléochroïque (n_g : brun foncé, n_m : brun jaunâtre, n_p : brun jaune pâle), l'autre est verte également pléochroïque (n_g : vert brun, vert olive, n_m : vert olive, n_p vert très pâle). La même roche peut renfermer soit les deux types de hornblende soit l'un d'eux ; dans le premier cas, on voit nettement l'amphibole brune passer à l'amphibole verte et les clivages se prolonger d'un minéral à l'autre. Au cours de cette transformation, le titane de hornblende brune est libéré sous forme de petits grains opaques.

c) Microsonde

Les résultats sont reportés sur le tableau 6. Les proportions ioniques de l'amphibole de Clapey (Gj 42) n'ont pas été calculées, l'analyse n'étant pas de bonne qualité.

Les hornblendes analysées sont classées selon LEAKE (1968) (Fig.26). Les hornblendes brunes provenant du sill des Aiguilles de Beaupré et de la masse de roches vertes située au nord du Col de Forcle, (Gg 22 et Gi 2) se distinguent nettement de celles des autres sillons par un faible pourcentage de Si et une somme $Ca + Na + K$ supérieure à 2,50 ce qui les classe respectivement parmi les hornblendes ferropargasitiques et les hornblendes édénitiques. Par ailleurs, la hornblende verte Gg 22 A issue de la hornblende brune Gg 22 A est beaucoup moins riche en $Ca + Na + K$ et, comme le confirme l'étude microscopique, en Ti.

d) Aspect pétrogénétique

Les hornblendes analysées sont-elles d'origine magmatique, ou contemporaine d'une phase de métamorphisme ? Aucun critère chimique quantitatif ne permet de trancher. D'un point de vue qualitatif LEAKE (1965) a constaté que les amphiboles des roches ignées sont plus riches en Ti que celles des roches métamorphiques et que, par ailleurs, les hornblendes métamorphiques tendent à avoir des valeurs en Al^{VI} supérieures à celles des amphiboles des roches ignées, bien qu'il y ait une grande zone de recouvrement, ce que l'auteur interprète comme des différences de pression au cours de la cristallisation. En ce qui concerne les teneurs en $Na + K$ par rapport à Si des amphiboles, elles ne peuvent donner une indication sur la

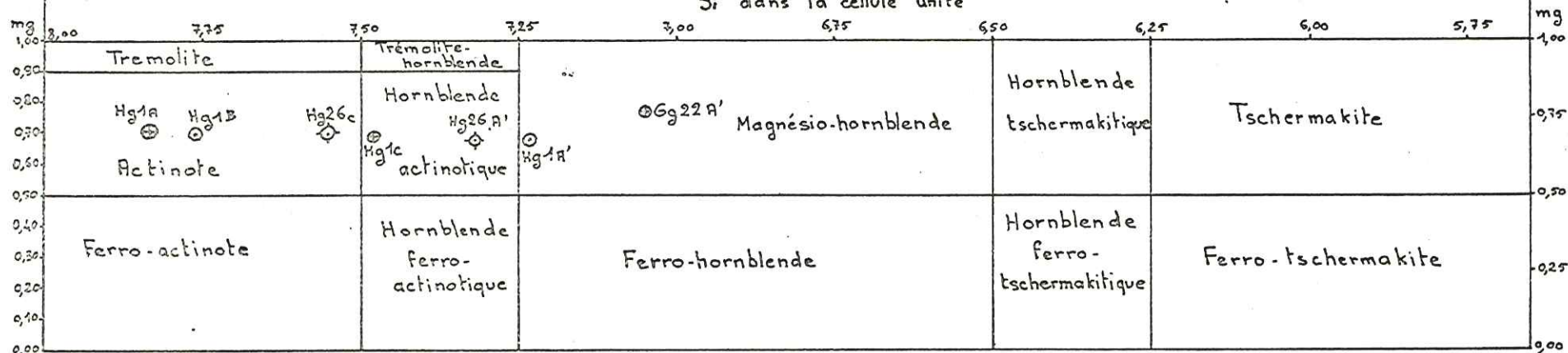
	% poids							Proportions ioniques 0 = 23							
	Gi 2 brune	Hg 26 A' brun vert	Gg 22 A brune	Gg 22A' verte	Hg 1 A' brune	Hg 1 C verte	Gj 42 verte	Gi 2 brune	Hg 26 A' brun vert	Gg 22 A brune	Gg 22A' verte	Hg 1 A' brune	Hg 1 C verte	Gj 42 verte	
SiO ₂	42,44	51,14	46,29	49,20	47,43	49,58	50,92	6,388	7,318	6,731	7,051	7,238	7,481	non calculé	Si
Al ₂ O ₃	10,22	5,90	8,35	7,76	5,39	3,63	14,03	1,612	0,682	1,268	0,948	0,761	0,519		Al ^{IV}
Fe ₂ O ₃	10,29	14,62	12,47	10,44	13,41	13,81	10,08	0,200	0,312	0,162	0,362	0,208	0,126		Al ^{VI}
MnO	0,09	0,26	0,18	0,20	0,37	0,18	0,11	1,165	1,574	1,364	1,126	1,540	1,568		Fe ²⁺
MgO	0,09	0,26	0,18	0,20	0,37	0,18	0,11	0,011	0,031	0,022	0,024	0,048	0,023		Mn
MgO	15,27	15,64	15,57	17,27	14,70	15,18	15,03	3,424	3,334	3,373	3,687	3,342	3,412		Mg
CaO	11,10	9,82	10,56	10,99	9,94	8,72	10,48	1,789	1,505	1,645	1,687	1,625	1,409		Ca
Na ₂ O	2,36	1,54	2,89	2,37	1,69	1,87	1,13	0,688	0,427	0,814	0,658	0,500	0,547		Na
K ₂ O	0,43	0,10	0,26	0,09	0,11	0,32	0,25	0,082	0,018	0,048	0,016	0,021	0,062		K
TiO ₂	3,23	0,95	2,54	0,32	1,11	1,56	-	0,365	0,102	0,278	0,034	0,127	0,177		Ti
Total	95,43	99,97	99,11	98,64	94,15	94,85	102,03	15,726	15,304	15,706	15,596	15,410	15,323	Total	

- Gj 42 : Métabasite, partie centrale du Massif de Clapey.
 Gi 2 : Métabasite, sommet de la Masse de roches vertes au nord du Col de Forcle.
 Gg 22 - A et A' : Métabasite, sommet du sill des Aiguilles de Beaupré.
 Hg 26 A' : Métabasite, partie centrale d'un sill du Haut Vallon de Beaupré.
 Hg 1 - A' et C : Métabasite, sommet d'un sill du Haut Vallon de Beaupré.

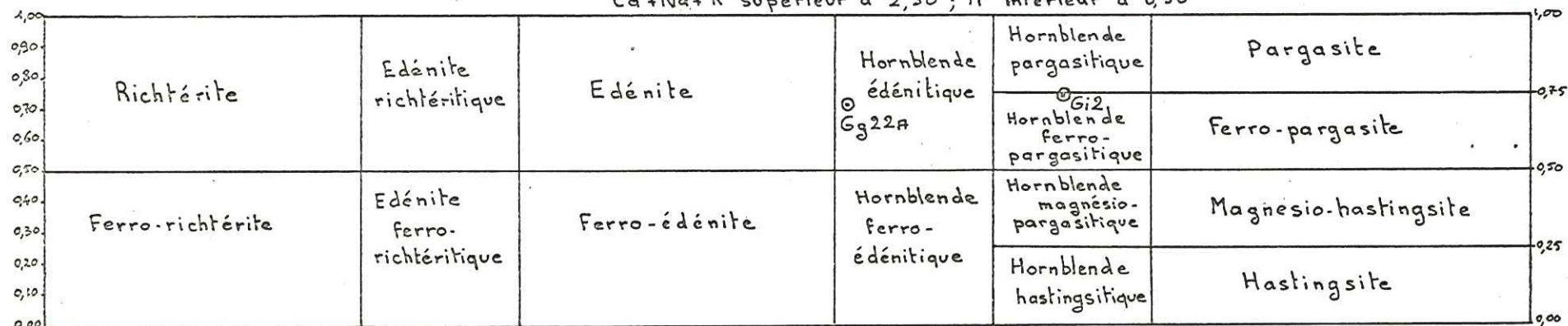
Tableau 6 . Analyses des hornblendes.

Ca + Na + K inférieur à 2,50 ; Ti inférieur à 0,50

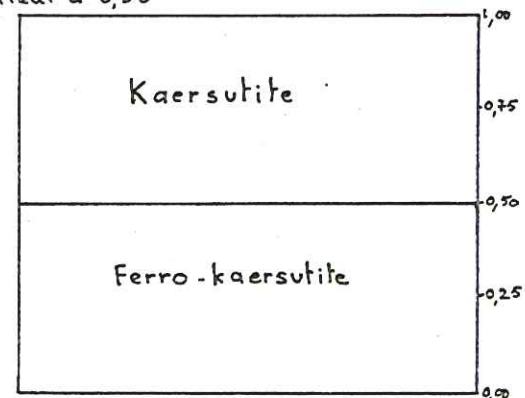
Si dans la cellule unité



Ca + Na + K supérieur à 2,50 ; Ti inférieur à 0,50



Ti supérieur à 0,50



- ⊙ Amphibole brune
- ⊕ Amphibole brun-vert
- ⊖ Amphibole verte

$$mg = \frac{Mg}{Mg + Mn + Fe_{tot}}$$

Fig. 26. Place des amphiboles analysées dans le tableau de classification de LEAKE (1968). (Même légende que tableau 6).

nature de la roche hôte que dans la mesure où Si est inférieur à 6,20 (LEAKE -1968), ce qui n'est malheureusement pas le cas des hornblendes des laves du Versoyen. P. SALIOT (travaux inédits) attribue une origine métamorphique aux amphiboles alpines ayant une faible teneur en Al_2O_3 (inférieure à 6% environ). Ainsi seuls les amphiboles brunes des échantillons Gi 2 et Gg 22 auraient une origine primaire, les autres se seraient formées au cours d'une phase de métamorphisme. L'amphibole Gj 42 semble avoir un chimisme proche de celui de Gi 2 et Gg 22. Le problème de l'origine des hornblendes du Versoyen est complexe et sera à nouveau abordé au cours de l'étude des faciès qui les renferment (p.79 à 86).

7) AMPHIBOLES CALCIQUES ET CALCO-SODIQUES

a) Répartition et Caractères microscopiques

Les amphiboles d'un vert bleuté sont issues de l'altération des amphiboles sodiques bleues et se rencontrent donc dans le même type de roches que celles-ci.

Les amphiboles incolores ou légèrement bleuées en petites aiguilles (actinote -trémolite) se trouvent dans tous les types de roches : metabasites, schistes noirs, etc... Ces actinotes, lorsqu'elles dérivent des hornblendes ont souvent gardé une couleur vert-brun ou même brune.

b) Microsonde

Seules les actinotes colorées en brun-vert et dérivant des hornblendes ont été analysées (tableau 7).

	% poids			Proportions ioniques 0=23			
	Hg 1 B brun- vert	Hg 1 A verte	Hg 26 C brun- vert	Hg 1 B brun- vert	Hg 1 A verte	Hg 26 C brun- vert	
SiO ₂	52,86	51,45	52,00	7,776	7,836	7,551	Si
Al ₂ O ₃	2,03	1,34	3,71	0,224	0,164	0,448	Al ^{IV}
				0,128	0,076	0,186	Al ^{VI}
Fe ₂ O ₃	13,29	12,39	13,73	1,471	1,420	1,488	Fe ²⁺
MnO	0,08	0,35	0,19	0,010	0,045	0,023	Mn
MgO	15,47	15,22	16,23	3,390	3,453	3,511	Mg
CaO	12,59	11,74	9,60	1,983	1,915	1,493	Ca
Na ₂ O	0,40	0,81	1,42	0,114	0,239	0,400	Na
K ₂ O	0,06	0,02	0,09	0,011	0,004	0,017	K
TiO ₂	0,02	0,06	1,01	0,002	0,067	0,110	Ti
Total	96,80	93,38	97,98	15,109	15,158	15,119	Total

Hg 1 - A et B : Métabasite, sommet d'un sill du Haut Vallon de Beaupré.

Hg 26 C : Métabasite, partie centrale d'un sill du Haut Vallon de Beaupré.

Tableau 7 . Analyses des actinotes dérivant des hornblendes.

Ces résultats sont reportés dans la classification de LEAKE (1968) (fig. 26).

Ainsi la même roche peut-elle renfermer tous les termes de transition entre la hornblende édenitique ou ferropargasitique et l'actinote

c) Conditions expérimentales d'équilibre

Associée à l'épidote et à l'albite la série actinote - trémolite est caractéristique du faciès Schistes Verts. Le domaine de stabilité de la ferrottrémolite ne dépasse pas environ 450°C pour 1 kb et 515° C pour 2 kb (ERNST, 1968). Dans une série trémolite - actinote comportant 7 mol.% d' Al_2O_3 , l'amphibole est stable à partir de 410 - 440° C pour P = 1 kb (SCHÜRMAN, 1967).

8) AMPHIBOLES SODIQUES

Les amphiboles bleues ou sodiques comprennent les amphiboles de la série glaucophane - riebeckite. Le terme glaucophane s.l. désigne le plus souvent l'ensemble glaucophane s.str., ferroglaucophane et crossite.

a) Répartition

Les amphiboles sodiques sont rares dans les sills minces et les laves en coussins banales, fréquentes dans les sills épais, abondantes dans certains faciès de Clapey et dans les laves en coussins proches de Tormotta. (cf. p.

Les schistes noirs ne renferment jamais de glaucophane s.l.

b) Caractères microscopiques

Les amphiboles sodiques se présentent fréquemment en belles aiguilles groupées en gerbes qui peuvent atteindre 5 à 10 mm de long. Elles montrent un pléochroïsme net dans les bleu lavande, bleu ciel, jaune pâle. Elles sont fréquemment zonées, la périphérie étant généralement plus pléochroïque que le centre des plages. L'angle 2V est compris entre 22° et 32°.

c) Données radiocristallographiques

Un diagramme de poudre sur la fraction la plus magnétique d'une metabasite de Clapey (Gj 50) sur laquelle a déjà été séparée une chlorite (p.45) permet de situer l'amphibole bleue dans le domaine du ferroglaucophane, par analogie avec les diagrammes de BOCQUET (1974)

Les paramètres réticulaires ont été calculés:

$$\begin{aligned} a &= 9,52 \text{ \AA} \pm 0,003 \text{ \AA} & b &= 17,8 \text{ \AA} \pm 0,1 \text{ \AA} \\ c &= 5,26 \text{ \AA} \pm 0,08 \text{ \AA} & \beta &= 104,5^\circ \pm 0,4^\circ \end{aligned}$$

d) Microsonde

Les résultats obtenus figurent dans le tableau 8.

Les amphiboles bleues analysées se situent à la limite des domaines du glaucophane et du ferroglaucophane, ce qui traduit très probablement une composition moyenne des amphiboles bleues du Versoyen. (fig. 27). Les différences de méthodes d'analyse entre l'amphibole bleue du Clapey (analyse BOCQUET 1974) et nos amphiboles bleues expliquent l'éloignement de ces points. Les amphiboles bleues des méta-ophiolites de la zone piémontaise sont plus proches de la composition du glaucophane s.s. que celles du Versoyen.

	% poids			proportions ioniques O = 23			
	Ie 27 A	Ie 27 B	Gj 13	Ie 27 A	Ie 27 B	Gj 13	
SiO ₂	56,81	57,49	56,38	8,102	9,091	8,071	Si
Al ₂ O ₃	10,61	11,00	10,98	1,783	0,020	1,852	Al ^{VI} =Al
Fe ₂ O ₃	13,58	13,95	15,16	1,457	1,661	1,632	Fe ²⁺
MnO	0,07	0,13	0,13	0,008	0,017	0,016	Mn
MgO	7,48	8,09	6,35	1,589	1,906	1,354	Mg
CaO	0,57	0,33	0,46	0,087	0,056	0,070	Ca
Na ₂ O	6,76	7,38	6,11	1,868	2,261	1,695	Na
K ₂ O	0,03	0,03	0,04	0,005	0,006	0,007	K
TiO ₂	0,19	0,05	0,72	0,020	0,006	0,077	Ti
Total	96,10	98,45	96,33	14,921	15,025	14,776	Total

Ie 27 - A et B : Cortex de coussins à glaucophane proche de Tormotta.

Gj 13 : Métabasite, bordure de Clapey .

Tableau 8 . Analyses des amphiboles sodiques.

▲ Amphiboles bleues des méta-ophiolites de la zone piémontaise (analyses citées par BOCQUET -1974).

△ Amphibole bleue de la Pointe de Clapey (analyse BOCQUET - 1974).

+ Gj 13 { même légende qu'au tabl. 8
• Ie 27 }

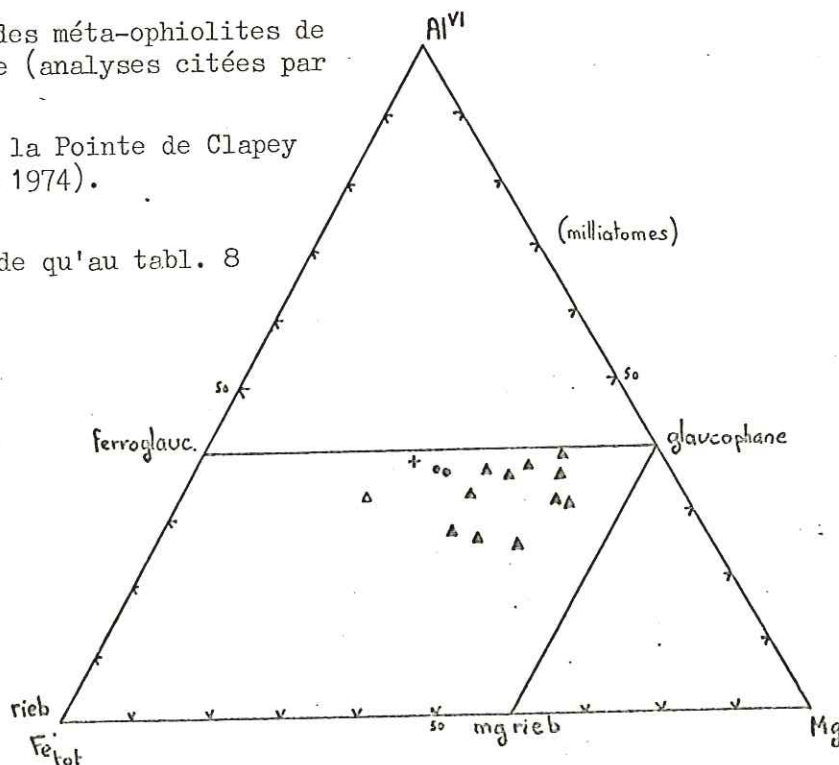


Fig. 27 . Amphiboles sodiques: diagramme Al^{VI}-Fe -Mg.

e) Conditions de stabilité

Les conditions d'apparition du glaucophane s.l. sont très variables selon les auteurs et aucune expérience n'est vraiment satisfaisante. Un chercheur aurait récemment synthétisé du glaucophane à des pressions voisines de 6 kb (bruits de couloir ...). Il est pourtant communément admis que ce minéral est caractéristique d'un métamorphisme B.T.-H.P. (MIYASHIRO - 1973).

Les réactions susceptibles de faire apparaître le glaucophane n'ont pas été étudiées expérimentalement; ces réactions font intervenir le Na du plagioclase et, soit une amphibole (hornblende), soit un pyroxène (diopside, pigeonite, omphacite). En présence de CO₂, un carbonate apparaît à côté du glaucophane.

La stabilité du glaucophane dépend beaucoup du chimisme de la roche hôte.

Les amphiboles bleues sont fréquemment déstabilisées en amphiboles bleu-vert, chlorite, albite, biotite verte. La chlorite pseudomorphosant l'amphibole bleue est souvent plus magnésienne qu'elle, ce qui se traduit par la présence d'oxydes de fer dans la chlorite. C'est le cas pour la metabasite de bordure de Clapey (Gj 13) dont les valeurs Fe/Fe+Mg pour la chlorite et pour l'amphibole bleue ont été reportées (fig. 28) avec, pour comparaison, des points obtenus par BOCQUET (1974) sur des micaschistes, gisements métallifères et marbres.

Le point Ie 27 n'a pas été figuré car la chlorite ne pseudomorphose pas nettement le glaucophane; elle est probablement issue de la déstabilisation d'un autre minéral.

- analyses BOCQUET (1974)
- ⊕ analyse de metabasite de bordure de Clapey (Gj 13)

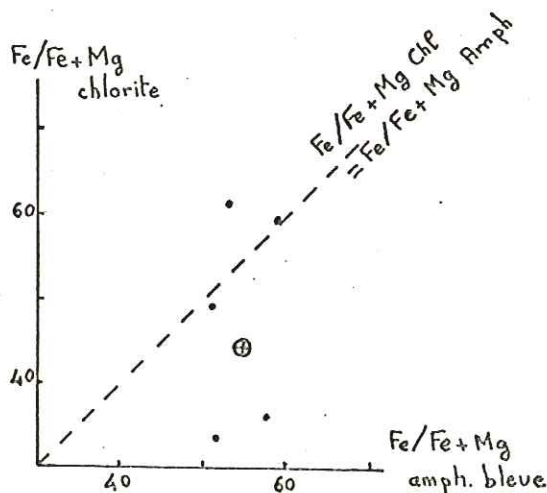


Fig. 28 . Distribution de Fe/Fe + Mg entre chlorite et amphibole bleue d'une même roche.

9) STILPNOMÉLANE

a) Répartition

Absent des schistes noirs et de la plupart des sills minces, le stilpnomélan se rencontre quelquefois dans les metabasites de Clapey et la matrice des coussins. Il est surtout abondant dans certains faciès des sills épais.

b) Caractères microscopiques

Le stilpnomélan se présente en aiguilles très fines, souvent disposées en gerbes. Il est très pléochroïque, et peut, selon le type de roches, avoir deux couleurs différentes: brun-rouge doré à jaune pâle, ou brun verdâtre, selon n_p , noir selon n_g . On le distingue aisément de la biotite grâce à ses petites cassures transverses mal développées. Comme le dé-

crit VUAGNAT (1956), le stilpnomélane des roches du Versoyen se présente :

- en lamelles très allongées et isolées découpant à l'emporte-pièce des agrégats d'amphiboles.
- en lamelles très minces parallèles aux clivages d'un ancien pyroxène, et de l'amphibole bleue ou verte pseudomorphosant celui-ci.
- en agrégats de courtes lamelles à texture désordonnée.
- en gerbes radiées.

Le stilpnomélane brun-rouge est communément appelé ferri-stilpnomélane, et le stilpnomélane brun-vert ferrostilpnomélane; ces variations de couleurs seraient dues à des différences de degré d'oxydation du fer, et de teneurs en K_2O .

c) Microsonde

Le stilpnomélane d'une métabasite d'un sill épais du Haut Vallon de Beaupré a été analysé (tableau 9).

	% poids	prop. ioniques O = 24	
SiO_2	45,13	8,043	Si
Al_2O_3	6,16	1,194	Al ^{VI}
Fe_2O_3	30,82	4,133	Fe ²⁺
MnO	0,51	0,077	Mn
MgO	5,98	1,587	Mg
CaO	0,75	0,143	Ca
Na_2O	0,08	0,028	Na
K_2O	0,09	0,020	K
TiO_2	0,03	0,004	Ti
Total	89,55	15,330	Total

Tableau 9 . Analyse d'un stilpnomélane d'un sill épais du Haut Vallon de Beaupré (Hg 29).

Diverses analyses de stilpnomélane du monde entier ont été reportées sur un diagramme Al - Fe - Mg (fig. 29) . Deux groupes s'individualisent: l'un correspond aux stilpnomélanes issus de schistes et gneiss qui sont appauvris en Fe par rapport aux autres stilpnomélanes provenant de filons, skarns et gisements métallifères. Le stilpnomélane analysé se situe dans le groupe le moins ferrifère , ce qui est normal en raison de la nature de la roche hôte.

d) Conditions de stabilité

Les données expérimentales concernant le stilpnomélane sont rares et anciennes. La réaction muscovite + stilpnomélane \rightleftharpoons biotite + chlorite + H_2O se produirait pour $450^\circ C / 4 kb$ et $470^\circ C / 7 kb$ (NITSCH - 1969; fig. 30). Le stilpnomélane est fréquent dans les faciès métamorphiques de H.P., et présent dans le faciès Schistes Verts de M.P.

LOUBAT (1968) signale l'exclusion réciproque du stilpnomélane et de la chlorite dans les métabasites du Versoyen. Il ne semble pas que ce soit toujours le cas dans les roches étudiées (cf. p.89).

Le stilpnomélane apparaît fréquemment comme le produit de la déstabilisation des minéraux ferromagnésiens et se développe préférentiellement dans les roches riches en quartz. Sa stabilité est avant tout gouvernée par la composition globale de la roche hôte. Ce point sera développé lors de l'étude pétrographique. (cf. p.92).

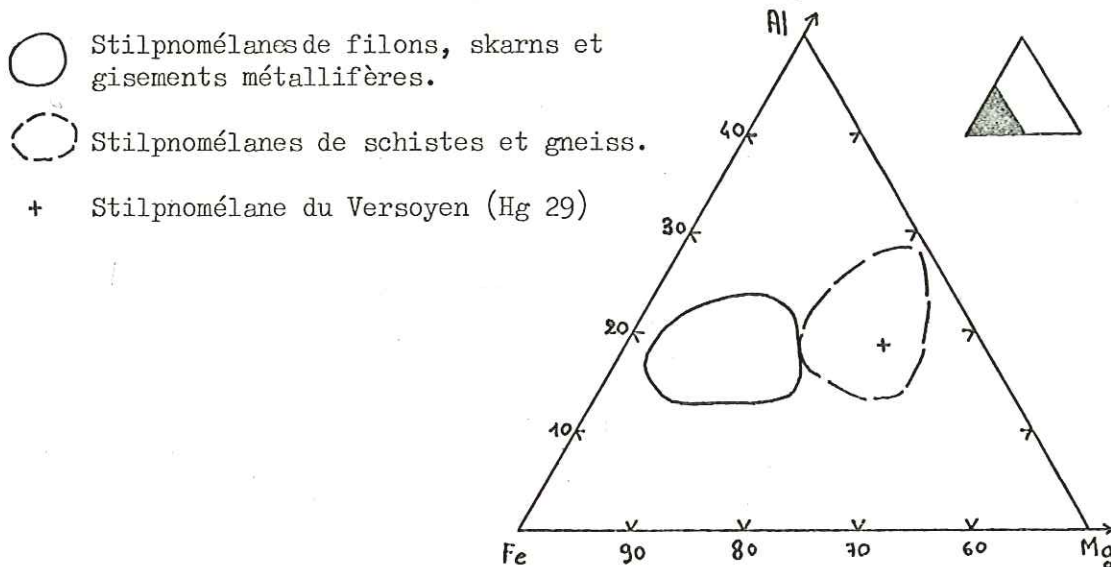


Fig. 29. Stilpnomélane : diagramme Al - Fe - Mg (BOCQUET-1974)

10) MICAS BLANCS

a) Répartition

Les micas blancs sont très abondants dans les schistes noirs et métasédiments en général, parfois présents dans les faciès des sills et dans le massif de Clapey, mais en quantité subordonnée. Les faciès leucocrates du type leptynite de Pointe Rousse en sont riches.

b) Caractères microscopiques

L'allure des micas blancs est très variable selon la roche considérée, les cristaux sont en général petits.

c) Radiocristallographie

Un diagramme de poudre a été réalisé sur une passée sombre dans une leptynite (If 8) de nature indéterminable en lame mince. Le principal constituant en est la muscovite $2 M_1$.

d) Microsonde

Par comparaison avec les analyses citées par DEER et al. (1962), le mica d'une metabasite de Clapey (Gj 13) est une paragonite, (tabl. 10); il est, en effet, très riche en Na et pauvre en K ($Na / Na + K = 0,94$). La présence de paragonite n'avait jamais été signalée dans le Versoyen.

e) Conditions de stabilité

La limite inférieure de stabilité de la paragonite se situerait vers $335 - 315^\circ C$ (fig. 30), et serait caractérisée par la réaction : montmorillonite + albite \rightleftharpoons paragonite + quartz, ou bien, pour une pression légèrement supérieure : albite + kaolinite \rightleftharpoons paragonite + quartz + H_2O .

Il apparaît donc que l'existence de paragonite est principalement liée à un taux d'Al et Na assez élevé.

La limite supérieure de stabilité est constituée par les réactions : paragonite \rightleftharpoons albite + corindon + H₂O

paragonite + quartz \rightleftharpoons albite + silicate d'alumine + H₂O

La signification de ce minéral sera discutée dans le chapitre Pétrographie.

	% poids	prop. ioniques O = 22	
SiO ₂	49,76	6,122	Si
Al ₂ O ₃	40,19	1,877	Al ^{IV}
		3,950	Al ^{VI}
Fe ₂ O ₃	0,48	0,044	Fe ²⁺
Mn O	-	-	Mn
MgO	0,61	0,112	Mg
CaO	0,04	0,005	Ca
Na ₂ O	6,70	1,597	Na
K ₂ O	0,61	0,096	K
TiO ₂	0,04	0,004	Ti
Total	98,43	13,808	Total

Tableau 10. Analyse d'une paragonite du Clapey (Gj 13).

mtm : montmorillonite
 ab : albite
 pa : paragonite
 qz : quartz
 co : corindon
 sil.d'al : silicate d'alumine
 mu : muscovite
 stilp : stilpnomélane
 bi : biotite
 chl : chlorite

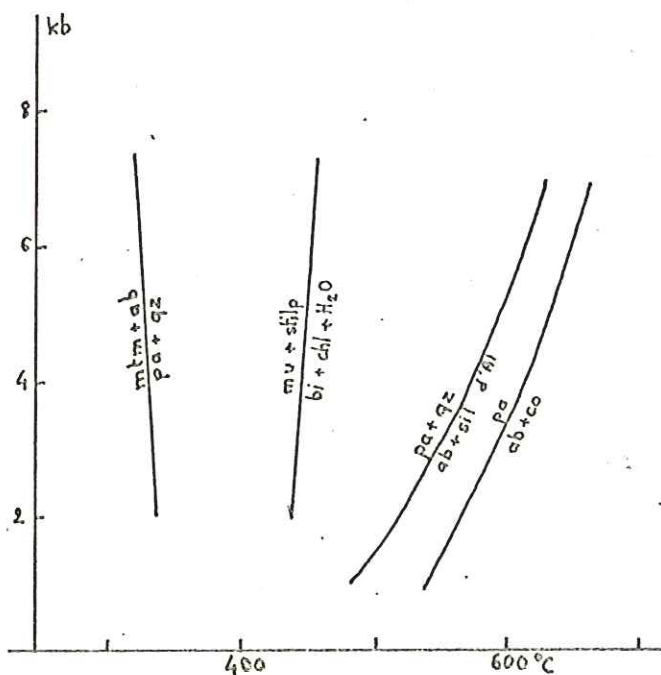


Fig. 30. Données expérimentales concernant la paragonite et le stilpnomélane. (d'après CHATTERJEE-1970, 1972 et NITSCH-1969).

11) BIOTITE VERTE

Elle se présente en très faible quantité dans certaines metabasites de Clapey (faciès de bordure uniquement) et certains sills épais. Ses cristaux sont toujours très petits et d'orientation quelconque par rapport aux autres minéraux. La couleur verte est probablement liée aux teneurs relatives en Ti et Fe^{2+} . Ces minéraux étant rares et n'offrant pas de données spécialement intéressantes permettant de reconstituer l'histoire thermodynamique des roches du Versoyen, nous ne les avons pas spécialement étudiés. La biotite verte appartient à la paragenèse Schistes Verts.

Pour mémoire il faut mentionner la présence, dans les schistes noirs, d'un mica un peu particulier dont les aiguilles, allongées selon la schistosité, sont très fines, accolées les une aux autres, et criblées de minuscules et innombrables grains opaques qui rendent sa détermination difficile. Il est pléochroïque, brun-noir à jaune verdâtre ou incolore, et présente une extinction droite; il est difficile de préciser s'il s'agit de biotite brune ou de ferrimuscovite, mais de toutes façons, la présence de ce minéral n'a qu'un intérêt limité.

12) GRENATS

a) Répartition

Le grenat se rencontre dans quelques sills épais et metabasites de Clapey et également dans des schistes noirs entourant le massif de Clapey.

b) Caractères microscopiques

Dans les schistes, il est petit, automorphe, non altéré. Dans les metabasites, il constitue de grandes plages xénomorphes, altérées, ou bien des cristaux aux contours plus réguliers. Il est toujours incolore.

c) Microsonde

Le calcul des proportions moléculaires du grenat d'une metabasite de Clapey (Gj 86, tabl. 11) fait apparaître sa richesse en almandin.

	% poids	propor. ioniques O = 8	
SiO ₂	36,98	6,746	Si
Al ₂ O ₃	20,12	4,325	Al ^{VI}
Fe ₂ O ₃	24,94	3,424	Fe ²⁺
MnO	2,87	0,443	Mn
MgO	0,29	0,079	Mg
CaO	14,00	0,003	Ca
Na ₂ O	-	-	Na
K ₂ O	0,02	0,01	K
Ti ₂ O	0,16	0,022	Ti
Total	99,38	15,072	Total

Spessartine	11,16%
Almandin	86,17%
Pyrope	1,98%
Andradite	0,00%
Grossulaire	0,68%

Tableau 11. Analyse du grenat d'une metabasite du Clapey (Gj 86).

Par ailleurs, l'analyse du grenat d'un schiste entourant le Clapey (Gj 35), bien que n'ayant pas été réalisée dans les mêmes conditions, fournit des teneurs en MnO élevées (16,09%), indiquant une forte teneur en spessartine (40% environ).

d) Conditions de stabilité

Il est communément admis que les grenats de métamorphisme de faible degré sont riches en spessartine (MIYASHIRO- 1973).

La réaction: chlorite ferrifère + quartz \rightleftharpoons almandin, est fortement influencée par la fugacité de l'oxygène du système, et se produit à environ 530° C/ 1 kb et 550° C/ 3 kb. D'autre part la réaction spessartine \rightleftharpoons quartz + chlorite manganésifère a lieu à 405° C/ 2 kb et 414° C/ 3 kb, et n'est pas influencée par la fugacité de l'oxygène.

Le grenat peut se déstabiliser en épidote, ou permettre la formation de minéraux tels que l'amphibole sodique, le stilpnomélan et le chloritoïde.

13) CHLORITOÏDE

a) Répartition

Bien que signalé par LOUBAT (1968) dans un schiste gris de la bordure ouest de Clapey et par BUCQUET (1974) dans une metabasite de Clapey, nous ne l'avons rencontré qu'une fois dans une matrice de coussins, au Nord de Pointe Rousse (Je 2).

b) Caractères microscopiques

Il présente l'aspect classique de paillettes allongées bleues ou bleu-vert sombre, souvent groupées en rosettes. La teinte de polarisation est anormalement violacée, les macles polysynthétiques sont fréquentes.

c) Conditions de stabilité

La présence de chloritoïde suppose la présence antérieure de silicates d'alumine. La réaction chloritoïde + $O_2 \rightleftharpoons$ staurotide + almandin + magnétite + H_2O se produirait pour des pressions allant de 2 à plus de 10 kb (GANGULY - 1969). La transformation staurotide \rightleftharpoons chloritoïde se faisant entre 500 et 575° C. La limite inférieure de stabilité du chloritoïde est gouvernée par la réaction: chlorite + silicate d'alumine \rightleftharpoons chloritoïde + quartz + H_2O pour 520° C/ 4 kb (HOSCHEK - 1967).

Le rôle du chimisme de la roche hôte dans l'apparition du chloritoïde a été étudié par HOSCHEK; cet auteur a analysé des métapélites à chloritoïde, définissant ainsi les domaines d'apparition de ce minéral (fig. 31). Aucune analyse de schistes noirs du Versoyen ne se situe dans les trois domaines à la fois, ce qui confirme l'absence de chloritoïde dans ce type de roche. D'autre part nous ne possédons malheureusement pas d'analyse du métasédiment à chloritoïde (Je 2).

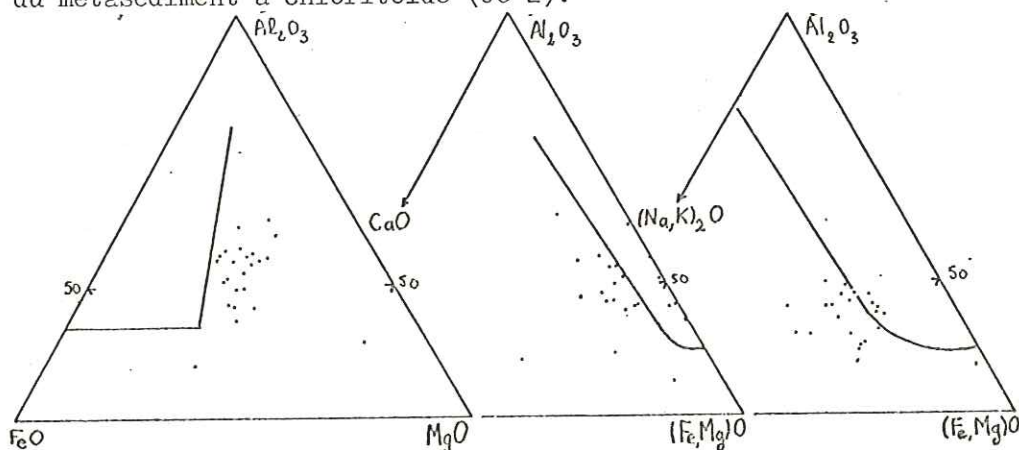


Fig. 31. Diagrammes de HOSCHEK (1967): métapélites du Versoyen.

14) EPIDOTES

a) Répartition

Ce sont des minéraux très répandus dans les roches du Versoyen. Ils sont abondants dans la plupart des metabasites, à l'exception des laves en coussins, et rares dans les schistes.

b) Caractères microscopiques

La clinozoïsite est l'épidote la plus fréquemment rencontrée. Elle se présente le plus souvent en cristaux xénomorphes et petits. Dans certaines zones privilégiées de la roche, elle forme des cristaux parfaitement automorphes, plus ou moins volumineux, zonés, à teintes de polarisation jaune-pâle ou bleutées caractéristiques. De tels cristaux constituent fréquemment des filonnets; ils sont alors perpendiculaires aux épontes de celui-ci.

Les petits cristaux de clinozoïsite sont souvent associés à l'albite pour former des plages rectangulaires dont la périphérie est essentiellement constituée d'épidote. Il s'agit très probablement d'anciens plagioclases zonés.

La pistachite est beaucoup moins répandue. Elle est quelquefois associée à la clinozoïsite ou bien elle est la seule épidote de la roche. Elle se présente en cristaux xénomorphes isolés, ou bien groupés en filonnets.

c) Conditions de stabilité

Il est clair que l'association albite + clinozoïsite est due à la déstabilisation d'anciens plagioclases, selon la relation simple: plagioclase (Na,Ca) \longrightarrow albite (Na) + clinozoïsite (Ca).

L'épidote peut aussi provenir de l'altération du grenat, avec formation d'hématite.

Sa limite supérieure de stabilité dépasse 600° C et dépend de la composition totale du système, de la fugacité de l'oxygène et de la fraction molaire de CO₂ (BOCQUET-1974). Ainsi la pression de CO₂ jouera-t-elle un grand rôle sur la stabilité de l'épidote et de la calcite.

15) CALCITE

a) Répartition

Elle est présente dans de nombreuses metabasites. C'est le constituant essentiel des enclaves carbonatées de la roche verte (conglomérat type Collet des Rousses). Les schistes noirs en sont le plus souvent dépourvus. L'aragonite n'a jamais été rencontrée dans les roches du Versoyen.

b) Caractères microscopiques

La calcite est toujours xénomorphe, soit en petits cristaux associés à l'albite, et/ou mica blanc, et/ou sphène pour former des plages, soit en cristaux plus gros s'insinuant entre les autres minéraux.

c) Conditions de stabilité

Les roches très riches en épidote sont dépourvues ou pauvres en calcite. La courbe de stabilité calcite \rightleftharpoons aragonite, obtenue par JOHANNES et PUHAN - (1971) est reportée sur la fig. 24.

16) TOURMALINE

a) Répartition

La tourmaline se rencontre dans certains faciès d'adino- le, mais surtout dans des metabasites de sills ou de bordure de Clapey riches en enclaves sédimentaires, et dans un schiste de Clapey à tourmaline et grenat (Gj 35).

b) Caractères microscopiques

Elle se présente en gros cristaux souvent automorphes, parfois riches en inclusions d'amphibole, albite et calcite. Les cristaux de tourmaline sont toujours zonés, généralement bleu-vert sombre à la périphérie, vert-brun au centre. La zonation inverse s'observe quelquefois. Il s'agit de tourmaline ferrifère de type shorlite.

c) Aspect pétrogénétique

L'hypothèse classique selon laquelle la tourmaline puise son bore dans les sédiments encaissants explique de façon satisfaisante dans le Versoyen la répartition de ce minéral. Il se situe toujours dans les roches vertes avoisinant des schistes ou des enclaves sédimentaires, donc, en fait, dans des roches affectées par des circulations hydrothermales intenses. Ces roches seront décrites et interprétées p. 113 à 115.

17) APATITE

L'apatite se rencontre parfois dans des faciès à tourmaline. Les metabasites de sills particulièrement ferrifères en sont également riches. Cette observation sera interprétée dans le chapitre Pétrographie, lors de l'étude des faciès particuliers de sills épais (p. 72).

18) SPHENE

Le sphène est fréquent dans toutes les metabasites du Versoyen, soit en petits cristaux automorphes isolés mais nombreux, soit en bordure d'altération de l'ilménite magmatique; c'est alors la variété leucoxène. Le sphène est en équilibre avec l'association amphibole bleu-vert ou chlorite, albite, épidote.

19) ANTIGORITE

a) Répartition

Elle constitue bien entendu les écailles de serpentinite (cf. chapitre I), on ne la trouve jamais ailleurs.

b) Caractères microscopiques

Il s'agit soit d'antigorite maillée typique, soit de petits cristaux allongés, soit encore d'énormes lamelles (8 mm de long) gris-vert étain, mat en lumière polarisée, d'aspect ondoyant, baignant dans un fond serpentineux.

c) Données radiocristallographiques

WHITTAKER et ZUSSMAN (1956) ont mis en évidence les principaux caractères permettant de différencier les serpentines grâce aux rayons X. L'antigorite se distingue de la lizardite, du chrysotile et de la brucite par une raie à 2,52 Å ou à 2,51 Å, et une paire de raies à 1,563 Å et 1,541 Å. Les diagrammes de poudre des serpentinites du Versoyen confirment la présence exclusive d'antigorite.

d) Conditions de stabilité

Expérimentalement, l'antigorite se forme à une température supérieure à 450° C, et une pression d'au moins 1 kb (IISHI et SAITO - 1973), à partir de minéraux tels que périclase et pyroxènes.

20) ILMENITE

Elle est abondante dans les metabasites particulièrement ferrifères, c'est-à-dire dans certains faciès des sills épais et de Clapey. Elle présente souvent une structure squelettique témoignant de son origine magmatique. (DEER et al. 1962) Ses bordures sont souvent leucoxénisées.

21) MAGNETITE

Un affleurement de serpentinite du Vallon du Breuil (Italie) en renferme des cristaux octaédriques en quantité suffisante pour être signalés..

22) HEMATITE

De petits grains d'hématite matérialisent l'axe des filonnets à albite + hématite situés dans les plages de jadéite. Cet oxyde de Fe provient ici de la déstabilisation du pyroxène jadéitique.

L'hématite se rencontre aussi sous forme de rares cristaux automorphes dans les metabasites de sills.

RECAPITULATIF

La répartition et l'abondance des minéraux dans les différents faciès sont résumées sur le schéma p.64.

Les conditions expérimentales indispensables pour l'interprétation des épisodes métamorphiques du Versoyen sont rassemblées sur la fig. 32.

- 1 - albite \rightleftharpoons jadéite + quartz (BIRCH et LECOMTE, - 1960)
- 2 - albite + oxydes de Fe \rightleftharpoons aeg₅₀ jd₅₀ + quartz (POPP et GILBERT - 1972)
- 3 - calcite \rightleftharpoons aragonite (JOHANNES et PUHAN - 1971)
- 4 - pumpellyite + chlorite + quartz \rightleftharpoons épidote + actinote + H₂O (NITSCH 1971)
- 5 - chloritoïde + quartz \rightleftharpoons staurotide + almandin (GANGULY 1969)
- 6 - chlorite + actinote + épidote + albite + quartz \rightleftharpoons hornblende + plagioclase + quartz (LIOU et al. - 1974)
- 7 - montmorillonite + albite \rightleftharpoons paragonite + quartz (CHATTERJEE - 1973)

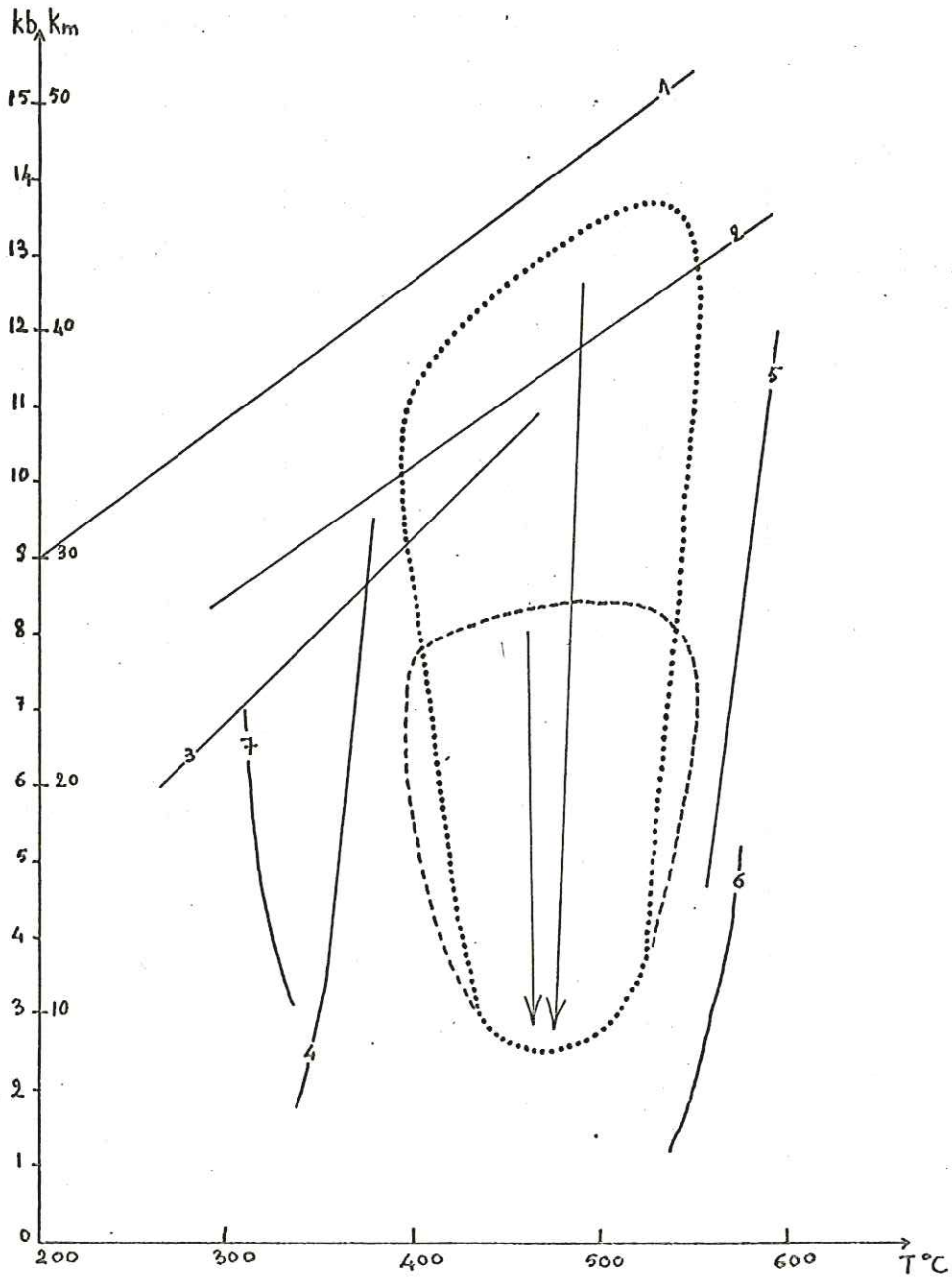


Fig. 32. Résumé des réactions expérimentales indiquant les conditions P et T des épisodes métamorphiques de la région du Versoyen. (cf p. 119)

.... massif du Clopey
 --- sills

Type de roche Minéraux	Massif de Clapey		Sills		roche verte contaminée	laves en cous-sins	schistes et matrice de cous-sins	adino-le
	bordure	coeur	minces	épais				
Quartz								
Albite								
Jadéite								
Omphacite								
Augite ou diopside magmatique								
Hornblende								
Amphiboles calciques et calcosodiques								
Amphiboles sodiques								
Chlorites								
Stilpnomélane								
Chloritoïde								
Micas blancs								
Biotite verte								
Grenats								
Epidotes								
Calcite								
Tourmaline								
Apatite								
Sphène								
Ilménite								

La largeur de la colonne représente en pourcentage, approché 50% du minéral considéré.

B) ETUDE PETROGRAPHIQUE

La pétrographie des roches vertes du Versoyen a été détaillée par LOUBAT (1968), surtout sous l'angle de leurs transformations métamorphiques. Grâce à un échantillonnage complet des metabasites des sills, aux analyses à la microsonde des minéraux magmatiques reliques et aux données géochimiques globales, notre étude pétrographique permet d'envisager différents problèmes concernant le type de magmatisme initial, la spilitisation qui a suivi et le ou les métamorphismes ayant affecté ces roches.

C'est pourquoi nous insisterons davantage sur les roches peu étudiées par LOUBAT, à savoir les faciès de sills épais à reliques de pyroxènes et hornblendes, et les faciès de bordure du massif de Clapey. La genèse des schistes noirs et les faciès de serpentinite seront également étudiés.

I - LES LAVES EN COUSSINS

La région du Versoyen offre plusieurs gisements de laves en coussins, affleurements qui occupent tous une position particulière: au sommet de la série des sills, et sous les premiers niveaux du flysch de Tarentaise.

Ces laves en coussins présentent des degrés de fraîcheur variables: à la Croix de Prainan, au Sud de la Pointe Fornet, au Sud-Ouest de Tormotta et au Nord de Pointe Rousse, la forme des coussins est parfaitement conservée (5 à 20 m de puissance). Au contraire, dans les vallons de Beaupré et du Miravidi, les coussins sont très étirés, aplatis et leur forme initiale s'estompe presque totalement; les affleurements sont décrits en détail par LOUBAT (1968).

L'étude de quelques-uns de nos échantillons permettra de dégager leurs caractères, nous discuterons également de l'origine des coussins à minéralogie particulière.

1- Les laves en coussins les plus représentées

a) Le coussin lui-même

Le coeur d'un gros coussin (1 à 1,5 m de long) proche de Tormotta (x: 33,00 - y: 63,30 - z: 2505 m - La Thuile, éch. 1e 8,) est constitué d'un ensemble de petites amandes mimant des coussins. Celles-ci ont 1,5 à 5 cm de long; elles sont albitochloritiques, le matériel les séparant étant essentiellement chloritique.

Ce type de débit est différent des structures à fissures radiales et concentriques existant dans d'autres coussins et pouvant être à l'origine de leur fragmentation (cf. brèches de coussins évoqués p.

* Etude microscopique

- Les amandes - Le matériel les constituant est orienté, composé surtout d'une chlorite magnésienne en forme de plumes plus volumineuses que celles constituant leur matrice, de quelques aiguilles de ferristilpnomé-lane, de xénoblastes d'albite, de très rares cristaux d'une amphibole bleu-lavande pâle, presque totalement déstabilisée en chlorite, et d'abondants losanges de sphène aux angles plus ou moins arrondis. On note aussi quelques cristaux xénomorphes de calcite. L'albite renferme de nombreuses paillettes d'actinote vert-bleu pâle. De l'intérieur vers l'extérieur des amandes, la quantité d'albite diminue et la taille des cristaux augmente. On passe ainsi progressivement (sur 5 mm) au matériel interstitiel.

- Le matériel interstitiel - Il est essentiellement composé de chlorite magnésienne en toutes petites plumes d'orientation quelconque et de sphène subautomorphe.

Cet ensemble de coussinets est entouré d'une enveloppe chloriteuse de 0,5 à 2 cm d'épaisseur .

* Type de métamorphisme et contrôle chimique de la paragenèse

La paragenèse à chlorite + albite \mp actinote \mp stilpnomélane (\mp amphibole bleue) ci-dessus est caractéristique du métamorphisme Schistes Verts s.l. (que nous appellerons MSV dans la suite de l'exposé). La présence de stilpnomélane indique des pressions moyennes (4 kb à 7 kb). L'amphibole bleue ne semble pas en équilibre avec la paragenèse de faciès Schistes Verts; néanmoins l'extrême rareté de ce minéral (- 0,5%) dans le coussin étudié ne permet pas de le rattacher à coup sûr à une paragenèse antérieure à celle des Schistes Verts.

Quoi qu'il en soit, la présence en faible proportion d'une amphibole sodique à côté de l'albite se conçoit bien pour une roche à 3,16% de Na₂O. D'autre part, l'abondance de sphène explique la forte teneur en TiO₂ de la roche (2,34%, cf. analyse Ie 8 p.241).

Notons que les cristaux d'albite proviennent de la recristallisation métamorphique; ils n'ont pas la forme globuleuse et la taille millimétrique des albites initialement présentes dans les coussins.

Cette minéralogie se retrouve également à Preinan, à la Pointe Fernet ou à Tormotta: zones à coussins aux formes parfaitement conservées.

b) La matrice

Lorsque les enveloppes chloriteuses de deux ou trois coussins juxtaposés ne se touchent pas, on observe entre ces coussins un matériel qui peut avoir différentes origines, soit volcanique, soit sédimentaire.

* La matrice d'origine volcanique

Ib 12 . Nous avons prélevé le matériel interstitiel des coussins débités en coussinets du bel affleurement proche de la Pointe Fernet, au NE du vallon du Breuil (x : 32,55 - y : 66,55 - z : 2695 - La Thuile).

Il s'agit d'une roche gris très clair, à texture orientée, à petites aiguilles sombres baignant dans un fond à feldspath et calcite demi-millimétrique comportant des zones chloriteuses. Le matériel clair entoure, non seulement les gros coussins, mais s'insinue également entre les coussinets.

Au microscope, la roche apparaît légèrement orientée, les cristaux d'albite, chlorite ferrifère et calcite présentent des contours très "tourmentés"; ils renferment des inclusions des uns dans les autres et réciproquement, ainsi que d'actinote; leur croissance est donc simultanée. Quelques aiguilles de ferristilpnomélane parsèment la roche. L'aspect confus de ce faciès est renforcé par la présence d'innombrables granules de sphène rarement automorphes. Quelques grains d'hématite automorphe complètent la paragenèse.

La paragenèse métamorphique est celle du faciès Schistes Verts, probablement de moyenne pression. L'abondance de calcite et de sphène se traduit par des teneurs relativement fortes en CaO (5,72%) et TiO₂ (2,08 %, analyse Ib 12 p.).

* La matrice d'origine sédimentaire

Je 2 . Entre trois coussins de l'affleurement situé au Nord de la première écaille de Pointe Rousse, (x : 33,50 - y : 63,60 - z : 2440 m; La Thuile), nous avons prélevé une roche constituée de petits fragments de roche verte et peut-être de sédiments cimentés par un matériel tendre, plus ou moins pulvérulent.

Le matériel emballant les fragments s'avère massif, iso-granulaire au microscope. Les micas blancs sont abondants; ils forment des fibres souvent flexueuses, d'orientation quelconque, localisées dans

les zones quartziques; les cristaux de quartz sont de petite taille, légèrement engrenés. On note de grandes plages xénomorphes de calcite. D'abondantes gerbes de chloritoïde, quelquefois groupées en "rosettes" caractéristiques se dispersent dans la roche. Elles sont mieux développées et plus volumineuses à proximité des zones chloriteuses. La chlorite ferrifère, d'aspect assez frais se groupe en plages xénomorphes. De petits grains opaques dessinent de fins lits microplissés.

Cette roche ne renferme donc que très peu de minéraux ferromagnésiens (chlorite). Sa minéralogie la rattacherait à un métasédiment plutôt qu'à une metabasite; il s'agit probablement d'une passée grésocalcaire des schistes noirs sur laquelle les laves en coussins se seraient épanchées. Ce type de sédiment au-dessus de la série des pélites du Versoyen se conçoit tout-à-fait ici. En effet, le contact de la base du flysch est très proche et l'enrichissement en carbonates des faciès pélitiques est classiquement observé à ce niveau (petits niveaux grésocarbonatés dans les pélites).

Par ailleurs, la présence de chloritoïde dans ces niveaux nous fournit quelques précisions sur les conditions métamorphiques ayant affecté ces séries. En effet, la limite supérieure de stabilité du chloritoïde étant de 550 à 700° C selon les auteurs (cf. p. 59), ces métapélites se situent encore dans le domaine de métamorphisme de faciès Schistes Verts.

Nous avons montré plus haut (chap. Minéralogie) qu'aucune des pélites analysées du Versoyen n'a un chimisme favorable à l'apparition de chloritoïde, ce qui se vérifie minéralogiquement. Nous ne possédons malheureusement pas d'analyse chimique de la roche décrite ici, mais elle présente la même paragenèse que les métapélites étudiées par HOSCHEK (1967) c'est-à-dire chloritoïde + chlorite (ripidolite Fe) + mica blanc (40% phengite, 15% ferrimuscorite, 10% paragonite) + quartz. Tout laisse donc supposer que leur chimisme est très voisin et a permis le développement de chloritoïde dans ce métasédiment, alors que les autres métapélites en sont dépourvues (cf. p. 59). L'hypothèse d'une surpression locale affectant ce niveau et favorisant la formation de chloritoïde semble devoir être écartée, en raison du peu d'extension de ce gisement par rapport à l'ensemble du Versoyen.

2- Les laves en coussins à cortex à glaucophane

Dans le chapitre I, nous avons mentionné un affleurement unique et limité de coussins à cortex particulièrement riches en amphiboles bleues, au Sud de l'affleurement de coussins de Tormotta, (x : 32,90 y : 63,15 - z : 2620 m). Examinons successivement le faciès de coeur et de cortex de ces coussins.

a) Le coeur des coussins (Ie 28)

Macroscopiquement, c'est une roche claire, vaguement orientée, très albitique et renfermant un peu de chlorite.

Au microscope, l'orientation de la roche paraît nettement marquée par des micas blancs en lits discontinus (1 mm d'épaisseur). Quartz et albite non maclée, de taille très variable, forment des lits plus épais (1 à 4 mm) également discontinus. Une chlorite magnésienne en gros cristaux subautomorphes cristallise dans les deux types de lits. Certains xénoblates d'albite semblent postérieurs au mica blanc, découpant ceux-ci à l'emporte-pièce. De grandes plages de calcite xénomorphes s'observent également. Cette roche est très riche en petits grains de minéraux opaques alignés ou groupés dans des zones à grain très fin, dont le contour général évoque un fantôme de minéral non identifiable (1mm au maximum). Notons aussi la présence de quelques sections carrées de magnétite passant à la périphérie à de l'hématite.

La présence de micas blancs traduit la teneur assez forte en K_2O (0,69 %, analyse Ie 28 p.241). La paragenèse décrite : mica blanc + albite + chlorite + quartz + calcite permet de situer cet échantillon dans le faciès Schistes Verts entre 1 kb - 4 kb et 350° C - 450° C (fig. 32).

b) Les enveloppes de coussins (Ie 27)

C'est un très bel échantillon macroscopique, essentiellement constitué d'albite et d'aiguilles d'amphibole bleue pouvant atteindre 8 mm de long, allongées en lits parallèlement à la bordure du coussin. Des passées plus vertes, donc plus riches en chlorite, se remarquent aussi.

L'aspect microscopique de ce faciès est magnifique: de splendides cristaux automorphes d'amphibole bleue baignent dans un fond albitique, parfois un peu quartzueux. Ces amphiboles sodiques présentent un pléochroïsme dans les bleu pâle, bleu lavande, bleu violacé; elles sont fréquemment zonées, le liséré extérieur étant d'un bleu-vert intense.

L'étude à la microsonde nous permet de placer cette amphibole bleue dans le domaine des glaucophanes-ferroglaucophanes. Quelques rares cristaux de chlorite cicatrisent des traces de fracture dans les amphiboles bleues; cette chlorite a une orientation quelconque par rapport aux cristaux d'amphibole. Certains cristaux d'albite sont maclés et volumineux. Aucun de ces minéraux n'est altéré; leurs bordures ne présentent aucune réaction de déstabilisation, la chlorite semble néanmoins postérieure à l'ensemble.

L'enveloppe des coussins étant classiquement chloriteuse dans la zone du Versoyen, il est nécessaire de rechercher ici l'origine du grand développement des amphiboles bleues. Comme nous l'avons déjà signalé dans le chapitre I, cet affleurement de coussins à glaucophane est ponctuel et limité. Quelques mètres plus au Nord, les coussins ont une composition normale (cf. Ie 8). Il paraît donc difficile, si ce n'est impossible, d'attribuer à de seules différences d'intensité de métamorphisme l'apparition de ces amphiboles bleues. Le chimisme des roches est plus certainement responsable de la présence ou de l'absence du glaucophane. Le tableau ci-dessous résume les principaux caractères chimiques des différents types de coussins (les oxydes non figurés sont en proportion voisines dans les quatre types de roches).

	lave en coussin classique		lave en coussin à cortex à glaucophane	
	coeur Ie 8	enveloppe Ie 9	coeur Ie 28	enveloppe Ie 27
SiO_2	39,76	49,80	66,02	68,15
Fe_2O_3 *	17,30	10,59	5,04	4,45
Mg O	11,13	8,02	2,77	2,95
Na_2O	3,16	5,36	5,87	7,25

Les coussins à cortex à glaucophane sont plus riches en SiO_2 et Na_2O que les coussins normaux. Ces variations de chimisme sont-elles dûes à des chimismes initiaux différents ou à des modifications plus tardives? Seul le contexte de ces affleurements permet d'apporter un argument en faveur de l'une ou l'autre hypothèse. En effet, autour de cet affleurement, d'abondants filons secondaires d'albite, épidote, chlorite, calcite, pyrite et albite-oligiste existent. Un lien entre les deux phénomènes : minéralisation et métasomatose locale, pourrait à la rigueur exister.

D'autre part, on constate que non seulement les amphiboles bleues forment l'enveloppe des coussins, mais elles constituent aussi des sortes de filonets (5 cm de puissance maximale) effilochés, sinueux, recoupant les coussins.

On peut donc supposer que des fluides chargés en Na et Si ont circulé dans ces laves, et ceci après leur mise en place, au cours de leur refroidissement. On sait que de tels fluides peuvent agir très localement. De plus, rappelons que ces coussins à glaucophane se situent actuellement au-dessus des coussins à chlorite et albite. Avant le renversement tectonique, ils se situaient probablement sous une masse de quelques dizaines de mètres d'épaisseur de coussins. Peut-être n'est-ce qu'une coïncidence ... mais on conçoit assez bien que les conditions thermodynamiques aient été plus favorables à l'apparition de glaucophane dans des coussins recouverts par des sédiments ou d'autres laves, que dans des coussins directement en contact avec l'eau de mer. Une origine métasomatique (apport de Na et Si) immédiatement postérieure à la formation des coussins est donc très probable. Il s'agit d'un métamorphisme sous l'action de fluide que nous appellerons M_f .

Rappelons que LOUBAT (1968) envisageait diverses origines possibles pour ce glaucophane:

- genèse dans le cadre d'un métamorphisme régional. Dans ce cas, le chimisme initial de la roche aurait été sensiblement équivalent à celui fourni par l'analyse de la roche actuelle (cf. tableau ci-dessus) et aurait permis l'apparition de glaucophane abondant.

- genèse liée à celle du liseré blanc (cf. p.). Dans cette hypothèse, ce dernier est attribué à une phase fluide issue tardivement du magma, donc antémétamorphique. Mais le glaucophane considéré ici est exempt de toute chloritisation liée au métamorphisme de faciès Schistes Verts M_{RSV} .

- genèse liée à un effet spécial dû à la proximité des grandes masses de serpentine.

L'origine métasomatique de ce glaucophane peut s'envisager de deux façons:

1- Suppression et action de fluides (métam. M_f) très limitées dans l'espace produisant l'apparition de glaucophane. Dans les zones voisines, il y a simplement formation d'albite et de chlorite. Le métamorphisme M_{RSV} ne modifie pratiquement pas cette paragenèse.

2- Suppression et surtout action de fluides plus étendues. L'ensemble des coussins aurait subi cette transformation M_f . La rétro-morphose épargne une petite masse de coussins à glaucophane et déstabilise la plus grande partie du glaucophane en chlorite.

Bien qu'aucun argument ne permette de trancher, l'hypothèse d'une action métasomatique locale (hypothèse 1) est la plus vraisemblable.

II - LES SILLS MINCES

Sur des critères de terrain, de pétrographie et de géochimie, il nous a paru indispensable de distinguer les sills épais des sills minces (moins de 10 m de puissance environ). Ceux-ci prédominent dans le Versoyen et affleurent sous l'Aiguille de Prainan, dans les Vallons de Beaupré, du Miravidi et du Breuil. La toponymie nous renseigne tout de suite sur le type d'affleurement: les vallons sont occupés par des sills minces et des schistes alors que les crêtes correspondent aux sills les plus puissants: crête Beaupré - Pointe des Veis - crête des Aiguilles de l'Hermitte.

* Le faciès moyen de sill mince.

Un sill de 7 m de puissance environ (Cl 26), en bordure du petit chemin allant au Tigny, au Nord de Bourg Saint Maurice, sous la Pointe de Prainan (x : 946,10 - y : 81,36 - z : 1500 m - Bourg Saint Maurice 4) peut représenter le type moyen.

Macroscopiquement, c'est une roche massive, finement grenue, gris-vert pâle, dans laquelle aucun minéral n'est distinguable.

Au microscope, la structure est isogranulaire; tous les minéraux sont xénomorphes et riches en inclusions. L'albite, non maclée, apparaît en cristaux de taille variable de forme générale globuleuse; elle renferme de nombreuses inclusions d'actinote, allongées, très petites. L'albite est dispersée dans la roche, séparée ou non par des plages de chlorite vert-cuivre en lumière analysée; cette chlorite, probablement magnésienne est en cristaux deux à vingt fois plus petits que ceux d'albite, groupés en plages, les cristaux de chlorite n'ont pas d'orientation privilégiée. De grandes plages de calcite sont réparties sans ordre dans la roche; elles sont aussi xénomorphes et renferment des cristaux d'albite. On note aussi quelques rares cristaux de sphène et des minéraux opaques en petits grains quelquefois groupés.

* Variations observées dans les sills minces.

La plupart des roches constituant la totalité des sills minces présentent cette minéralogie. Quelques variations sont malgré tout observables

- au niveau de la structure : la roche peut acquérir une orientation; les albites sont alors allongées selon une direction privilégiée, également soulignée par les chlorites et les inclusions des albites. Cette orientation est plus ou moins accentuée selon les échantillons; macroscopiquement, la roche présente alors une foliation. (cf. photo n° 2)

- au niveau de la paragenèse :

- . on note bien sûr des variations de proportions entre les minéraux.
- . l'épidote apparaît fréquemment dans ce type de roche. Il s'agit de pistachite, mais surtout de zoïsite et clinozoïsite.
- . certains faciès de sills minces renferment du quartz. Leur minéralogie les rapproche alors de celle des adinoles.
- . le mica blanc peut être présent en faible proportion.
- . les amphiboles de la série actinote-trémolite sont fréquentes. Elles se présentent en fines aiguilles, orientées ou non, situées de préférence dans les zones albitiques. Les aiguilles d'actinote s'entrecroisent, pouvant former un véritable treillis mimant une structure de "miettes de thon à l'huile" où le thon est l'albite et l'huile l'actinote. Cette structure traduit une croissance simultanée du feldspath et de l'amphibole. Cette structure particulière est aussi obtenue par un assemblage d'actinote et de chlorite (cf. photo n° 3)

* Conclusions

Quoi qu'il en soit, tous ces minéraux sont contemporains et typiques d'un métamorphisme de faciès Schistes Verts (cf. diagramme fig. 32). On peut préciser que les caractères minéralogiques des spilites non métamorphiques sont tout-à-fait identiques à ceux décrits ici. Il est donc concevable que cette paragenèse soit d'origine spilitique et n'ait été que peu modifiée par le métamorphisme Schistes Verts ultérieur. Ce point important sera rediscuté.

III - LES FACIES PARTICULIERS DES SILLS EPAIS

Les sills épais se situent dans des zones bien particulières du Versoyen; ils constituent les Aiguilles de Beaupré, de l'Hermitte, la Pointe des Glaciers, et une masse assez volumineuse au Nord du Col de Forcle. Ils forment aussi quelques ressauts (de 10 à 30 m de puissance) dans le Haut Vallon de Beaupré. Nous avons également étudié le sill épais (15 m de puissance) situé sous l'Aiguille de Prainan, à proximité du Covet. L'un des sills les plus puissants forme le sommet des Aiguilles de Beaupré, et atteint environ 80 mètres.

A l'affleurement, la partie centrale ou somitale des sills épais présente souvent des faciès particulièrement grenus (minéraux de 1 à 8 mm), massifs, sombres. Il est difficile, voire impossible sur le terrain de distinguer des minéraux autre que chlorite, feldspath, stilpnomélane et amphibole bleue. C'est seulement au microscope que se distinguent les minéraux magmatiques, ou tout au moins antémétamorphisme Schistes Verts, tels que pyroxènes et hornblendes brune et verte.

Pour la clarté de l'exposé, nous distinguerons successivement les roches à minéraux primaires conservés et les faciès où les minéraux primaires sont totalement pseudomorphosés, et nous soulignerons la signification génétique de cette distinction.

1 - Les roches à reliques de minéraux primaires

a) Les roches à pyroxènes magmatiques reliques

Bk 5. Cette roche a été prélevée au coeur d'un sill de 15 m de puissance à proximité du Covet (x: 944,45 - y: 82,50 - z: 2130 m - Bourg Saint Maurice n° 4), tout-à-fait au Sud-Ouest du secteur étudié.

Macroscopiquement, il s'agit d'une roche gris-vert pâle, grenue, à gros amas (1cm de diamètre) de chlorite baignant dans un fond chloritoalbitique.

Au microscope, nous découvrons d'assez nombreux (environ 5%) pyroxènes, en plages xénomorphes craquelées, éclatées selon les clivages orthogonaux.

Il s'agit d'une augite assez peu ferrifère (p.40)

Entre les fragments de pyroxènes, une chlorite magnésienne ou pycnochlorite (d'après les données de la microsonde p.47) cristallise en petites plumes vert bouteille en lumière analysée. L'ensemble pyroxène-chlorite forme des plages automorphes ; la chlorite paraît nettement avoir pseudomorphosé le pyroxène. L'essentiel de la roche est constitué par une association d'albite, actinote et épidote. L'albite est très xénomorphe, de petite taille (0,2 mm environ), non maclée, et renferme d'innombrables inclusions d'actinote en forme de petits bâtons. Cette amphibole se présente aussi en petites aiguilles ayant, soit une même orientation dans un même secteur de la lame, soit des orientations tout-à-fait quelconques. Ces amphiboles se groupent parfois en gerbes plus ou moins flexueuses. Autour des sections mm (hk0) des pyroxènes, les aiguilles d'actinote ont exactement la même direction que le clivage du pyroxène, l'actinote pénétrant même le long de celui-ci.

L'épidote présente est principalement de la zoïsite et clinozoïsite, la pistachite étant beaucoup plus rare; les cristaux sont automorphes ou xénomorphes selon les sections; ils sont isolés et dispersés dans les zones albitiques. De petits grains opaques sont groupés en plages.

Le regroupement de plages à albite et épidote prédominantes et de plages à pyroxène vestigial et chlorite peut évoquer une ancienne minéralogie magmatique à plagioclases et pyroxènes assemblés selon une structure doléritique, sans que celle-ci puisse être mieux précisée (ophitique, intersertale ?).

L'évolution suivante peut ainsi être envisagée:

- 1- mise en place d'une roche à structure doléritique et syncrystallisation d'augite et plagioclases;
- 2- métamorphisme de faciès Schistes Verts avec:
 - déstabilisation du pyroxène en chlorite + actinote, le pyroxène étant partiellement conservé.
 - déstabilisation des plagioclases en albite + épidote.

Sur un diagramme P.T. cette roche se situerait dans le domaine des Schistes Verts de bas degré : 350 à 450° C pour 3 à 6 kb.

Hg 29. a été prélevé à la base d'un sill de 20 m de puissance, dans le Haut Vallon de Beaupré, immédiatement à l'Est des Aiguilles de Beaupré, (x: 950,43 - y: 87,10 - z: 2632 m - Bourg Saint Maurice n° 4; cf. coupe du Haut Vallon de Beaupré, fig. 33 a et b).

Macroscopiquement, c'est une roche sombre, massive, dense, à plages centimétriques subrectangulaires miroitantes, baignant dans une matrice vert sombre à rares cristaux blancs millimétriques. Ce faciès type se présente en passées, en bouffées dans une roche encaissante albito-chloritique.

Au microscope, il s'avère que les plages miroitantes sont constituées de ferromagnésiens divers, et sont séparées par un matériel leucocrate constituant le fond de la roche. La structure doléritique est donc assez bien conservée.

Les plages ferromagnésiennes. D'assez grande taille (2 à 6 mm de long) ces plages sont de forme grossièrement hexagonale. La totalité, ou seulement le coeur des plages, est occupée par un pyroxène de type augite (analyse p.39). Les pyroxènes sont craquelés, brisés, mais les morceaux séparés gardent la même orientation (extinction simultanée et clivages de même directions). Au niveau des craquelures, une amphibole verte très pléochroïque a pseudomorphosé le pyroxène, l'ensemble est entouré d'un large liseré d'amphibole bleue plus ou moins pléochroïque selon les endroits. De toutes petites paillettes de ferristilpnomélane (analyse p.55) parsèment les plages ferromagnésiennes, plages limitées par un alignement de petits grains opaques dessinant la forme automorphe précise du pyroxène à l'état initial (fig.34).

La forme et la présence même de pyroxènes au sein des plages sombres ne sont pas toujours évidentes: on rencontre souvent des zones totalement amphiboliques, dans lesquelles amphibole bleue et amphibole verte sont intimement intriquées; quelques petits cristaux de chlorite peuvent s'associer à ces plages.

Les plages de matériel clair. Quelques grandes lattes d'anciens plagioclases (2 à 6 mm de long) sont reconnaissables au très faible grossissement; elles sont totalement transformées en albite et clinozoïsite en cristaux de même taille (taille dix à vingt fois inférieure à celle des plages à pyroxènes). L'albite, non maclée, est xénomorphe, très riche en inclusions d'épidote et d'amphibole verte. La calcite s'insinue parfois entre les différents minéraux.

Les minéraux accessoires. Dispersés de façon quelconque dans la roche, on note de gros cristaux de sphène partiellement leucoxénisé, ainsi que d'immenses plages (jusqu'à 6 mm) xénomorphes d'ilménite à bordures leucoxénisées. Cette ilménite à un habitus squelettique (fig.35) typique d'une cristallisation magmatique; (DEER et al. 1962), et est particulièrement abondante (9%). Ces plages constitueraient des reliques magmatiques au même titre que les pyroxènes. Il faut également noter la présence de quelques rares cristaux d'apatite.

Un comptage de points sur ce faciès doléritique a fourni les résultats suivants:

Albite	34,1%	Zoïsite et Clinozoïsite	11,6%
Pyroxène	4,4%	Chlorite	17,4%
Amphibole bleue	2,2%	Actinote	14,6%
Amphibole verte	2,7%	Stilpnomélane	2,7%
Calcite	0,5%	Ilménite	3,6%
Sphène	1,5%	Leucoxène	4,5%
Apatite	0,3%		

L'évolution de cette roche peut être envisagée comme suit:

- 1- Mise en place d'une dolérite à pyroxènes, plagioclases et ilménite.
- 2- Métamorphisme de faciès Schistes Verts produisant les transformations suivantes: pyroxène \rightleftharpoons amphibole bleue + amphibole verte + stilpnomélane + chlorite

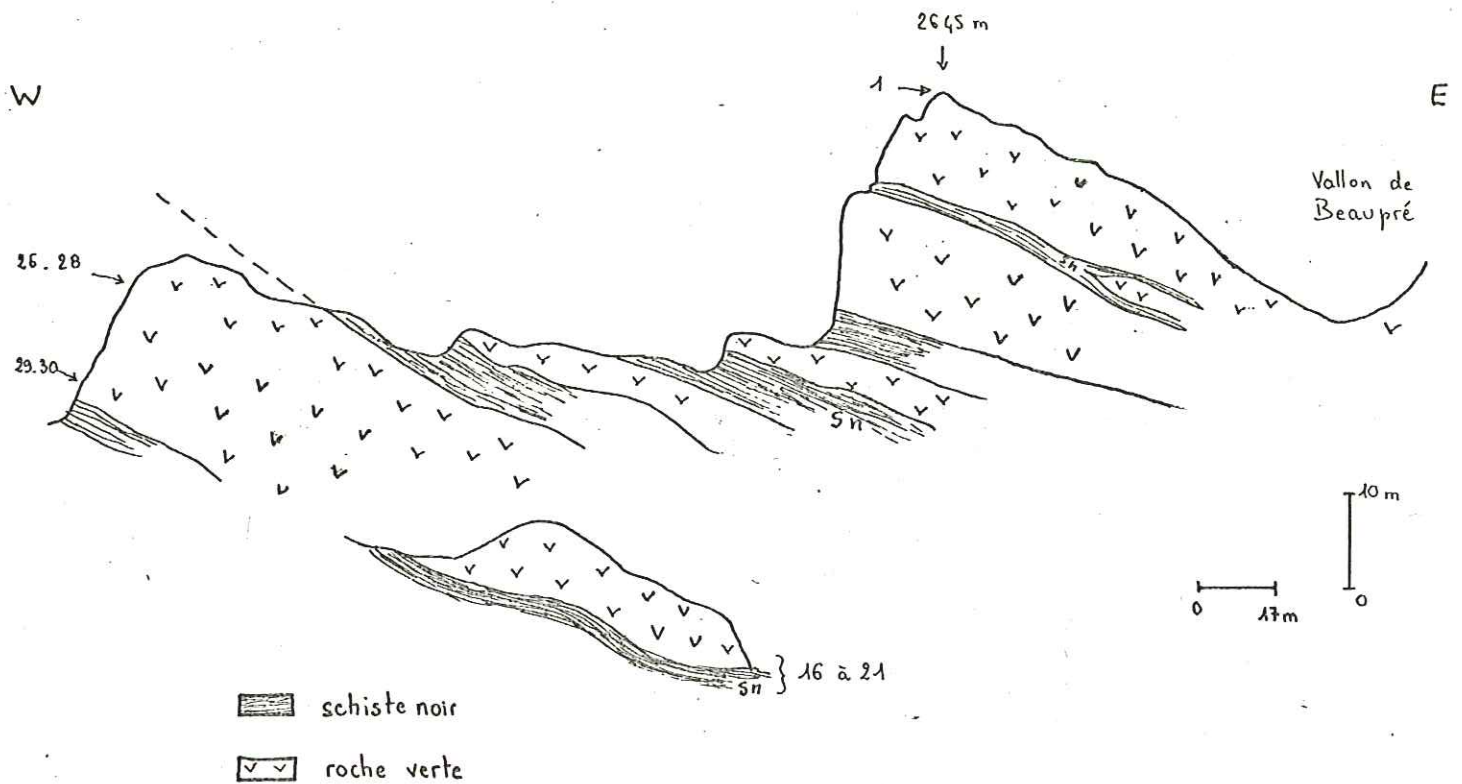


Fig 33 a. Haut-vallon de Beaupré - Localisation des échantillons étudiés (série Hg)

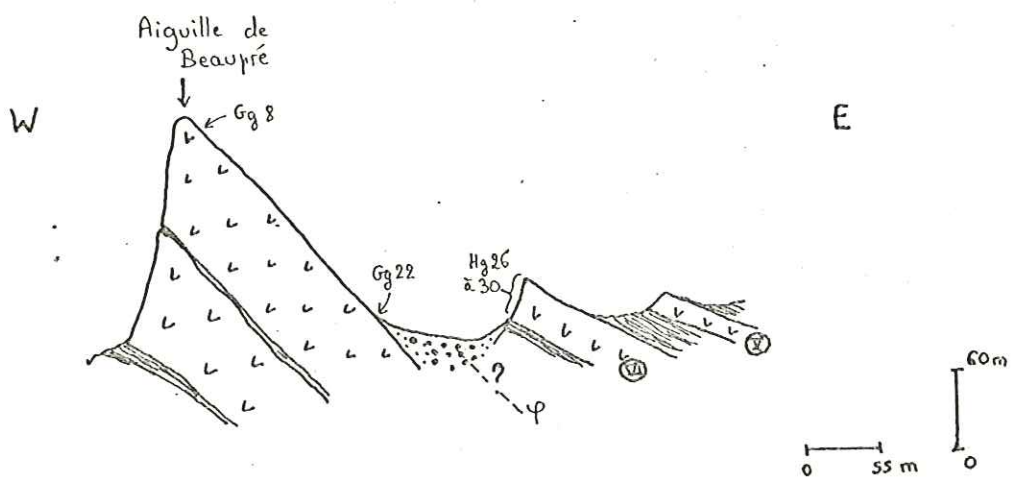


Fig 33 b - Position relative des sills des aiguilles de Beaupré et du haut vallon de Beaupré.

Localisation des échantillons étudiés.

φ : peut-être clivage tectonique.

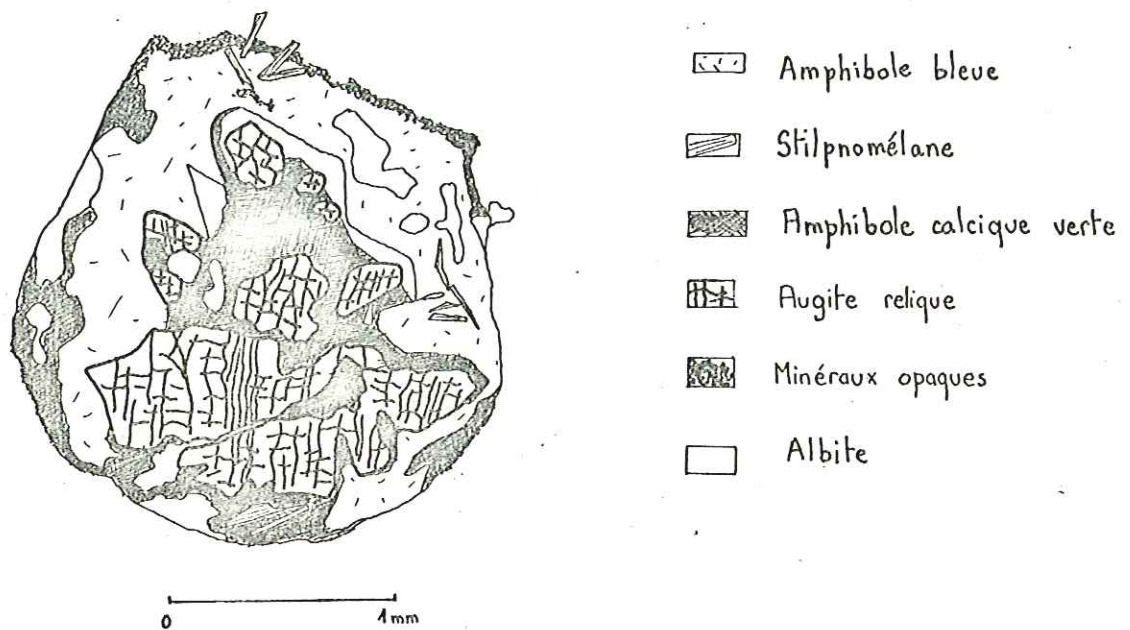


Fig 34 - Vestige de pyroxène magmatique pseudomorphosé en amphibole bleue, amphibole verte, stilpnomélane, minéraux opaques et albite dans un facies différencié de sill (éch Hg 29)

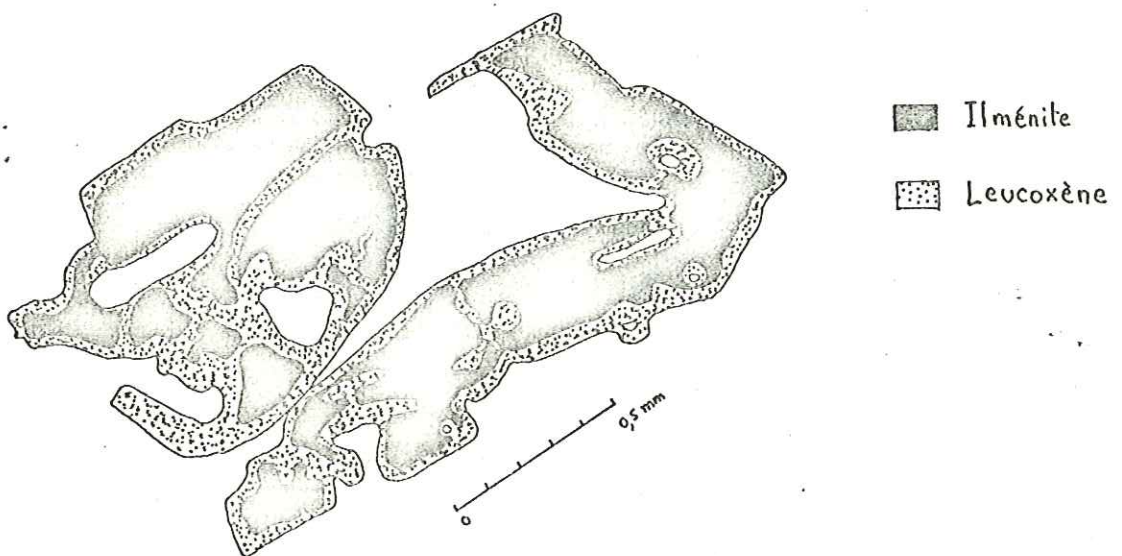


Fig 35 - Ilménite à bordures leucoxénisées, à structure squelettique (éch. Hg 29)

plagioclase \rightleftharpoons zoïsite et/ou clinozoïsite + albite + calcite

ilménite \rightleftharpoons leucoxène

Nous pouvons envisager diverses possibilités pour expliquer la paragenèse à amphibole bleue:

- * pression légèrement supérieure à celle du métamorphisme Schistes Verts, mais, dans ce cas, l'absence d'amphibole bleue dans la partie haute du sill (Hg 28) ne s'explique pas.
- * abondance relative de fluides traduite par la présence d'apatite. La partie haute du sill (Hg 28) ne renferme pas d'apatite.
- * chimisme différent dans la partie haute (Hg 28) ou basse (Hg 29) du sill, ce dernier favorisant l'apparition d'amphibole bleue.

Cette dernière solution semble la plus plausible. Néanmoins, après l'étude de tous les faciès des sills, nous verrons que l'hypothèse d'un métamorphisme de pression légèrement supérieure à celle du faciès Schistes Verts est vraisemblable.

Les vestiges magmatiques sont du plus grand intérêt. Le proportion importante d'ilménite leucoxénisée (9 %) explique les fortes teneurs en Fe_2O_3 * (15,76%) et en TiO_2 (3,95 %) trouvées à l'analyse (Hg 29 p.241) et qui confèrent à cette roche un chimisme tout-à-fait particulier.

D'autre part, l'augite magmatique analysée est davantage ferrifère que les pyroxènes des autres sills (p.39) ce qui indique qu'elle appartient à un faciès plus différencié. Les analyses de pyroxènes issus des sills reportées dans le triangle Ca-Mg-Fe (fig. 36) mettent en évidence des phénomènes de différenciation par rapport aux pyroxènes des cumulats, plus magnésiens et calciques, et à ceux des autres sills.

Plusieurs arguments pétrographiques permettent maintenant d'affirmer qu'il y a une tendance à la différenciation au sein des sills épais du Versoyen, et que la prasinite doléritique étudiée en est un exemple:

- Tout d'abord, elle a été prélevée à la base d'un sill épais. Rappelons qu'à l'exception de l'écaille de l'Hermitte, toute la région du Versoyen est en position inverse. Ainsi, avant le retournement de la série, elle se situait au sommet du sill.

- D'autre part, ce faciès affleure en passées, en schlierens évoquant la cristallisation de liquides différenciés.

- L'abondance d'ilménite s'explique par l'enrichissement en Fe du magma au cours de la différenciation.

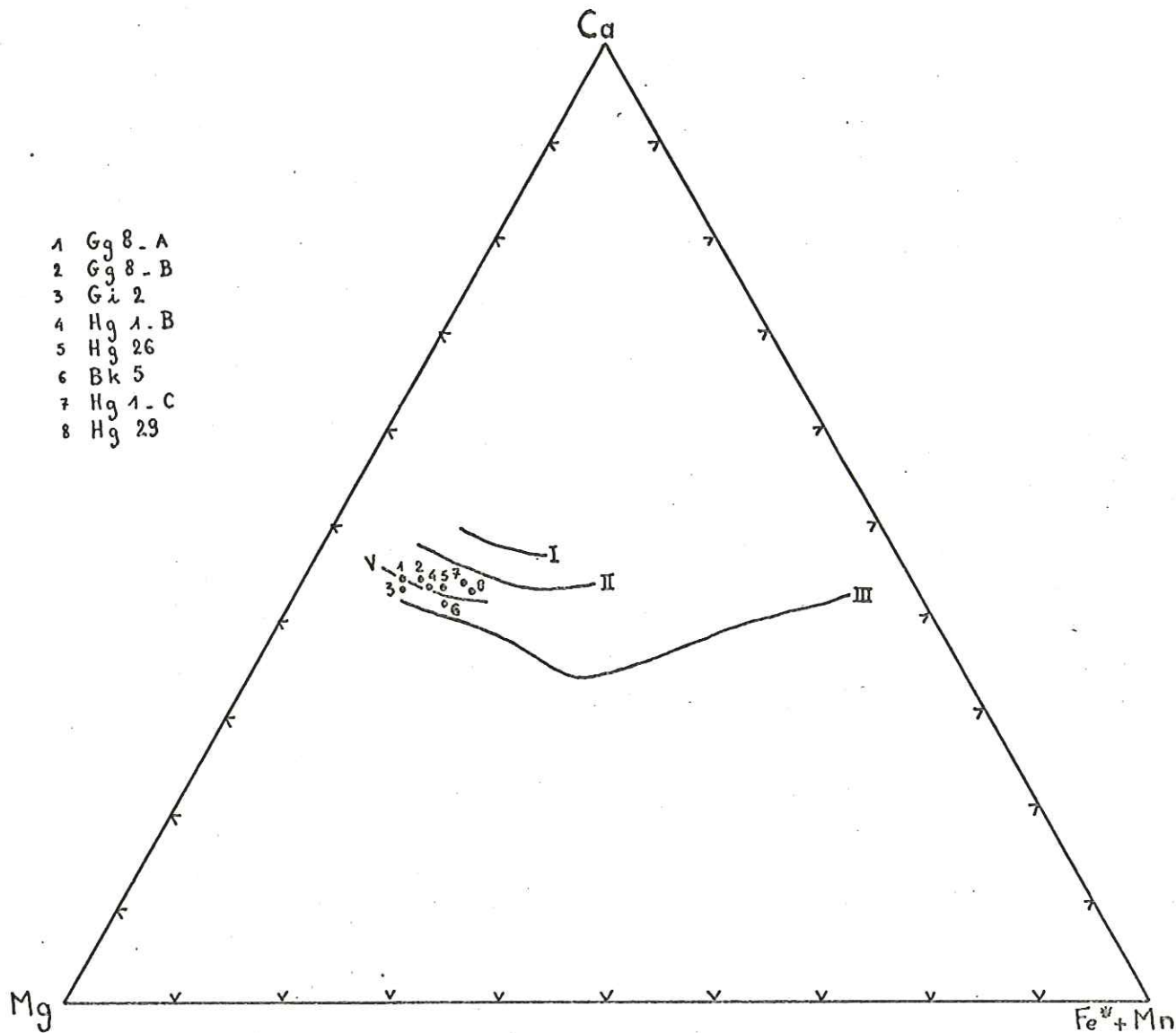
- Le chimisme des pyroxènes magmatiques vestigiaux est caractéristique d'une tendance à la différenciation.

Hf 23. Cette roche a été récoltée dans les éboulis sous les sills épais des Aiguilles de l'Hermitte, versant français, (x: 950,70 - y: 87,50 z: 2800 m).

L'échantillon macroscopique est massif, grenu et sombre.

Au microscope, son allure générale rappelle celle de Hg 29 (p.72), mais les plages de ferromagnésiens (amphibole verte + stilpnomélane + chlorite + amphibole bleu-vert assez rare + nombreux petits cristaux de sphène) ne renferment pas de pyroxènes; la forme générale de ces plages ne rappellent que très vaguement les plages à pyroxènes de Hg 29. D'autre part, des cristaux subautomorphes de tourmaline parsèment la roche, et se groupent quelquefois en plages. Il n'y a pas d'ilménite mais de grandes plages de leucoxène.

Cette roche renferme néanmoins des pyroxènes magmatiques dans une zone où les minéraux sont plus volumineux qu'ailleurs, plus limpides, dépourvus d'inclusions et frais. Les cristaux d'albite sont maclés, la chlorite ferrifère forme de belles baguettes flexueuses, les cristaux de



- 1 Gg 8 - A
- 2 Gg 8 - B
- 3 Gi 2
- 4 Hg 1 - B
- 5 Hg 26
- 6 Bk 5
- 7 Hg 1 - C
- 8 Hg 29

I : Sill différencié de teschenite, sill Black Jack (WILKINSON - 1957).

II : Sill Garbh Eilean, îles Shiant (MURRAY - 1954).

III: Intrusion du Skaergaard (MUIR - 1951; BROWN - 1957).

V : Sills du Versoyen.

• : Analyses des pyroxènes du Versoyen. (cf. localisation sur tabl. 2 et fig.22)

Fig. 36. Diagramme Ca - Mg - Fe²⁺+Mn : Evolution du chimisme des pyroxènes au cours de la différenciation.

zoïsite sont volumineux et le pyroxène est à peine craquelé; l'un d'eux, (fig. 37) renferme de la tourmaline et du stilpnomélane.

Deux autres lames minces ne montrent que deux petits fragments de pyroxènes. Ceux-ci se situent donc dans des zones privilégiées de la roche; la destabilisation des pyroxènes dans certaines zones préférentielles peut être due à la spilitisation, par circulation de fluides dans certaines zones plutôt que dans d'autres. Le métamorphisme n'aurait pu se surajouter à cette destabilisation partielle des pyroxènes.

Du point de vue type de métamorphisme cette roche est tout-à-fait comparable à celles étudiées ci-dessus.

Gg 8. Cet échantillon a été prélevé quelques mètres sous le sommet de l'Aiguille de Beaupré située le plus au Sud (x: 949,75 - y: 86,83 - z: 2735 m - Bourg Saint Maurice n° 4). La partie sommitale des Aiguilles est constituée par un sill très épais (70 à 80 m) et Gg 8 provient donc de la partie supérieure du sill.

C'est une roche très massive, mésocrate, rousse en altération. Des minéraux sombres parallélépipédiques se détachent dans un fond gris.

Au microscope, on est tout de suite frappé par l'abondance et la fraîcheur des pyroxènes. Un comptage de points a permis d'apprécier le volume des pyroxènes à 43,4%, ce qui est impressionnant. Ils baignent dans une mésostase à grain beaucoup plus fin, sont légèrement rosés en lumière naturelle et polarisent dans le début du 2° ordre, 2 V : 57°. Ils sont automorphes et deux de leurs faces au moins sont rectilignes, et alors bordées d'un fin liseré d'oxydes. Autour du pyroxène s'observent souvent des plages d'amphibole bleu-vert pâle ou bien d'amphibole incolore ressemblant à l'actinote ou bien encore de chlorite avec des clivages parallèles à l'allongement du pyroxène. Chlorite et actinote peuvent être intimement associées dans des plages.

Les éléments ferromagnésiens de la roche sont aussi représentés par de grandes plages de leucoxène à contours tourmentés, plages n'excédant jamais la taille des pyroxènes. Ceux-ci, automorphes, sont souvent accumulés, constituant une phase monominérale dont les espaces inter-cristaux sont remplis d'amphiboles, de chlorite et du matériel leucocrate: albite et zoïsite (petits cristaux xénomorphes riches en inclusions). Si l'on fait abstraction du métamorphisme et de ses minéraux, ce type de disposition évoque tout-à-fait une structure cumulative à pyroxènes (fig. 38) Les structures cumulatives ont été particulièrement étudiées par WAGER et BROWN (1968) sur des massifs basiques différenciés. Ces auteurs distinguent trois types de structure (fig. 39).

* les orthocumulats sont formés par la cristallisation du liquide intercumulus ayant la composition du magma à cet instant,

* les adcumulats sont dus à la croissance des cristaux du cumulat par du matériel de même composition,

* les mésocumulats sont intermédiaires entre les deux types décrits. La phase cumulative peut être constituée de plagioclase, pyroxène, olivine, magnétite etc... en accumulation mono ou pluriminérale.

La structure de Gg 8 se rapproche d'un mésocumulat de pyroxènes, la phase interstitielle étant constituée de petits minéraux xénomorphes (albite, clinozoïsite) comblant les vides.

Dans le diagramme Ca - Mg - Fe (fig. 36) il apparaît que le diopside de ce cumulat (analyses tabl. 2) est le moins ferrifère de tous les pyroxènes analysés. En reprenant les arguments exposés plus haut, l'échantillon Gg 8 a tous les caractères d'un faciès non différencié : - si l'on fait abstraction du renversement tectonique de la série du Versoyen, cette roche se situe à la base d'un sill très épais.

- elle présente une structure de cumulat à pyroxènes.

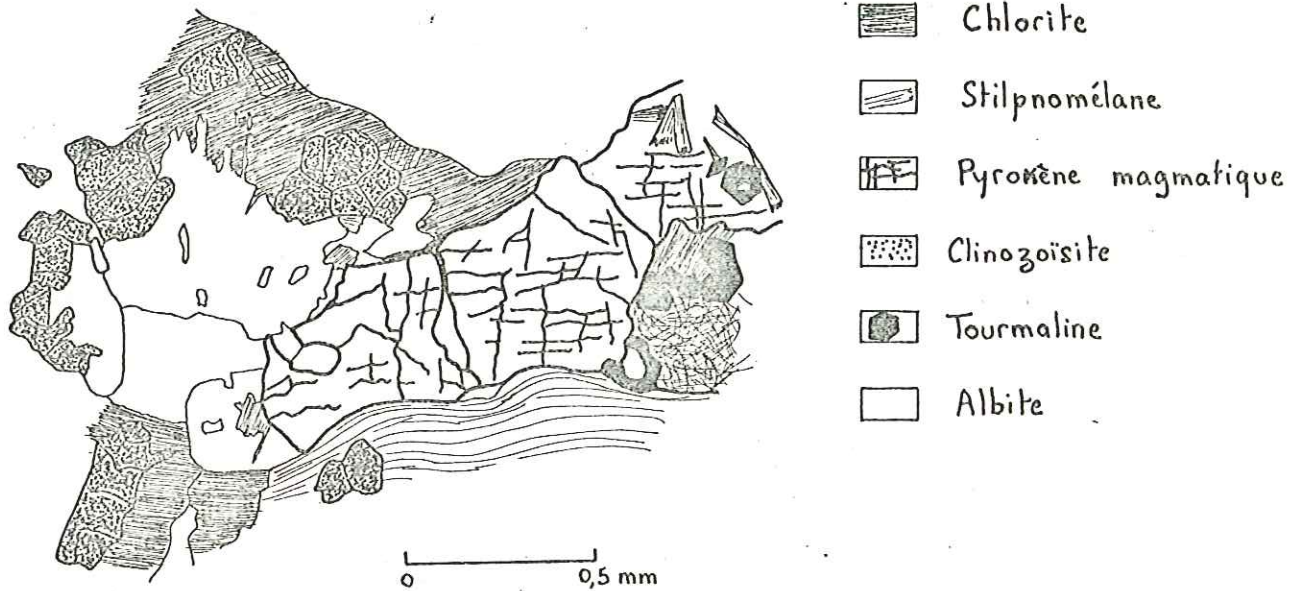


Fig 37 - Pyroxènes magmatiques reliques dans un facies de métabasite de l'Hermitte (éch. HF 23)

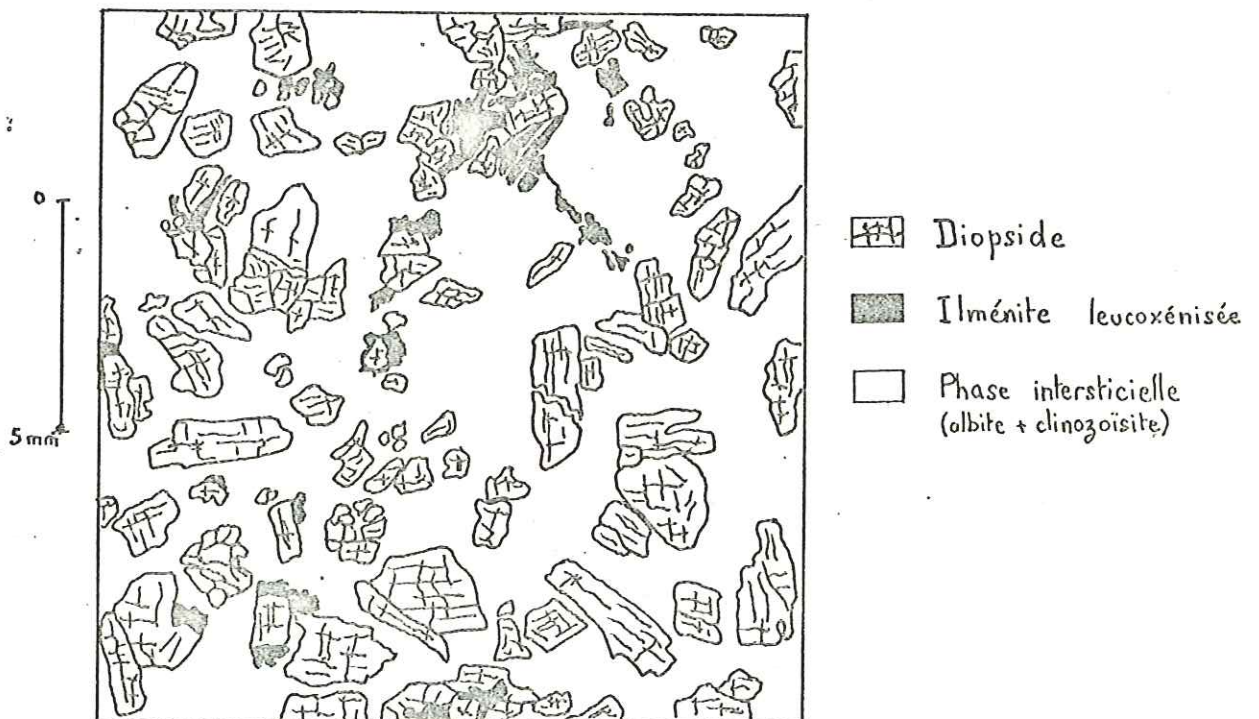


Fig 38 - Vue d'ensemble du facies cumulatif des aiguilles de Beaupré - (éch. Gg 8)

- les diopsides magmatiques sont peu ferrifères et caractéristiques d'un magma non différencié, primaire.

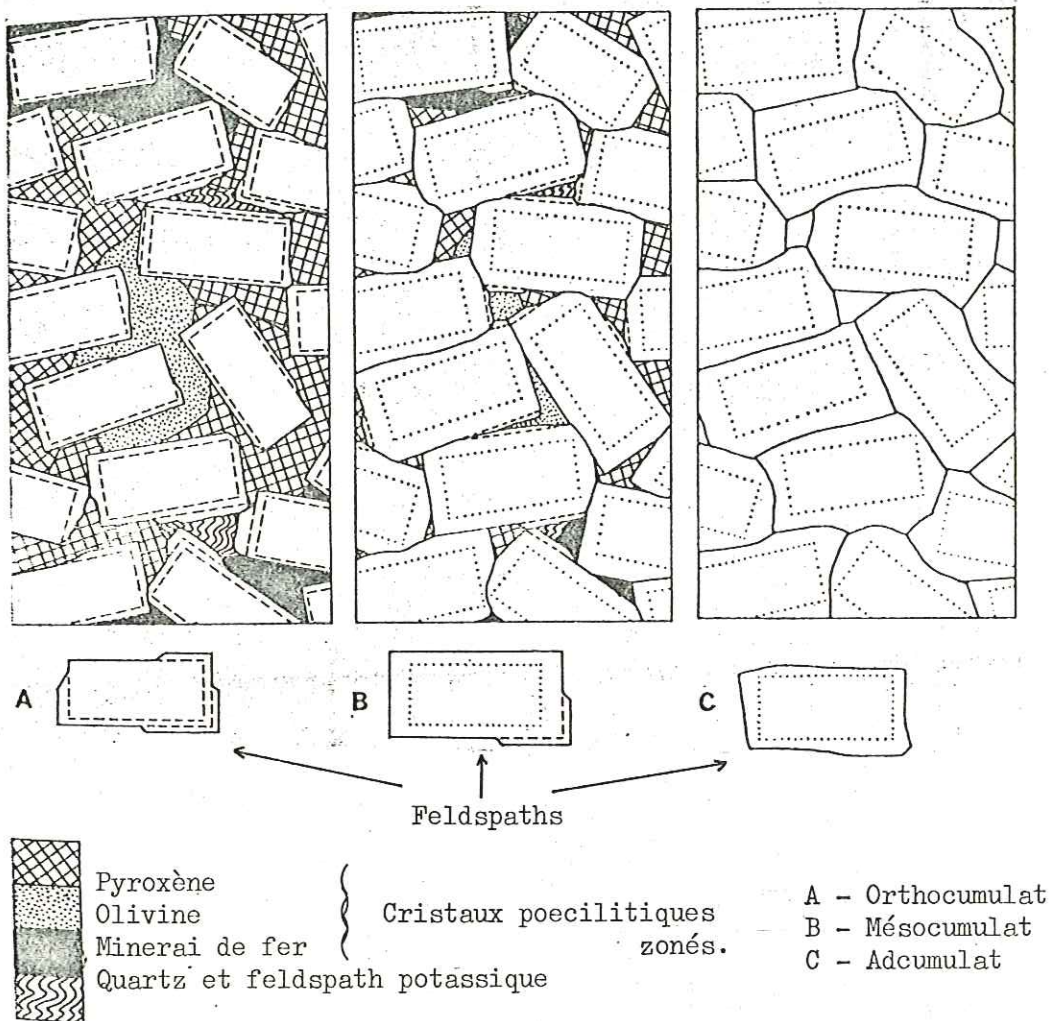


Fig. 39. Structures cumulatives d'après WAGER et BROWN (1968)
Exemple d'un cumulat feldspathique.

b) Les roches à pyroxènes et amphiboles primaires

Elles se rencontrent dans les mêmes types de gisement que les roches à pyroxènes magmatiques, à savoir dans les sills très épais. Nous allons étudier leurs particularités sur quelques exemples.

Gg 22. Ce faciès a été prélevé dans le gros sill formant le sommet des Aiguilles de Beaupré, à l'endroit le moins élevé de celui-ci, c'est-à-dire au pied de la grande paroi des Aiguilles, juste à la limite avec le grand éboulis occupant le petit couloir à l'Est de celles-ci (x: 949,70 - y: 87,00 - z: 2600 m - Bourg Saint Maurice n° 4). C'est un équivalent latéral de Gg 8 décrit p.

Sur le terrain, cette roche attire l'oeil par les grandes lattes blanches qu'elle contient; celles-ci peuvent atteindre 5 cm de long sur 1 cm de large, certaines d'entre elles présentent un clivage rappelant la macle de Carlsbad. L'allure générale de ces lattes évoque nettement celle de plagioclases. La mésostase qui paraît essentiellement chloriteuse renferme néanmoins de petites paillettes noires brillantes.

Au microscope, il s'avère que les grandes lattes blanches sont entièrement occupées par des minéraux de métamorphisme sodique et calcique : albite, clinozoïsité essentiellement et un peu de calcite. Des plages à chlorite et actinote intriquées (structure de miettes de thon à l'huile) complètent la paragenèse de pseudomorphose des anciens plagioclases probables. Le contour des grandes lattes est très franc. On y note aussi de rares cristaux de hornblende brune dont les bordures sont pseudomorphosées en amphibole bleu-vert.

Entre les lattes prédomine un matériel ferromagnésien. L'amphibole brune (hornblende édénitique, tabl. 6 et fig. 26) est abondamment représentée, en plages xénomorphes à contours déchiquetés et anguleux. Elle passe à la périphérie à une amphibole verte (magnésio-hornblende, analyse Gg 22 - A' sur tabl. 6 et fig. 26) ou à une amphibole totalement décolorée, les clivages se poursuivant de l'une à l'autre (fig. 40). La transformation de l'amphibole brune peut aussi se faire en chlorite et actinote; on note alors un liseré de granules opaques délimitant l'ancienne plage d'amphibole brune et traduisant une libération de Fe et Ti.

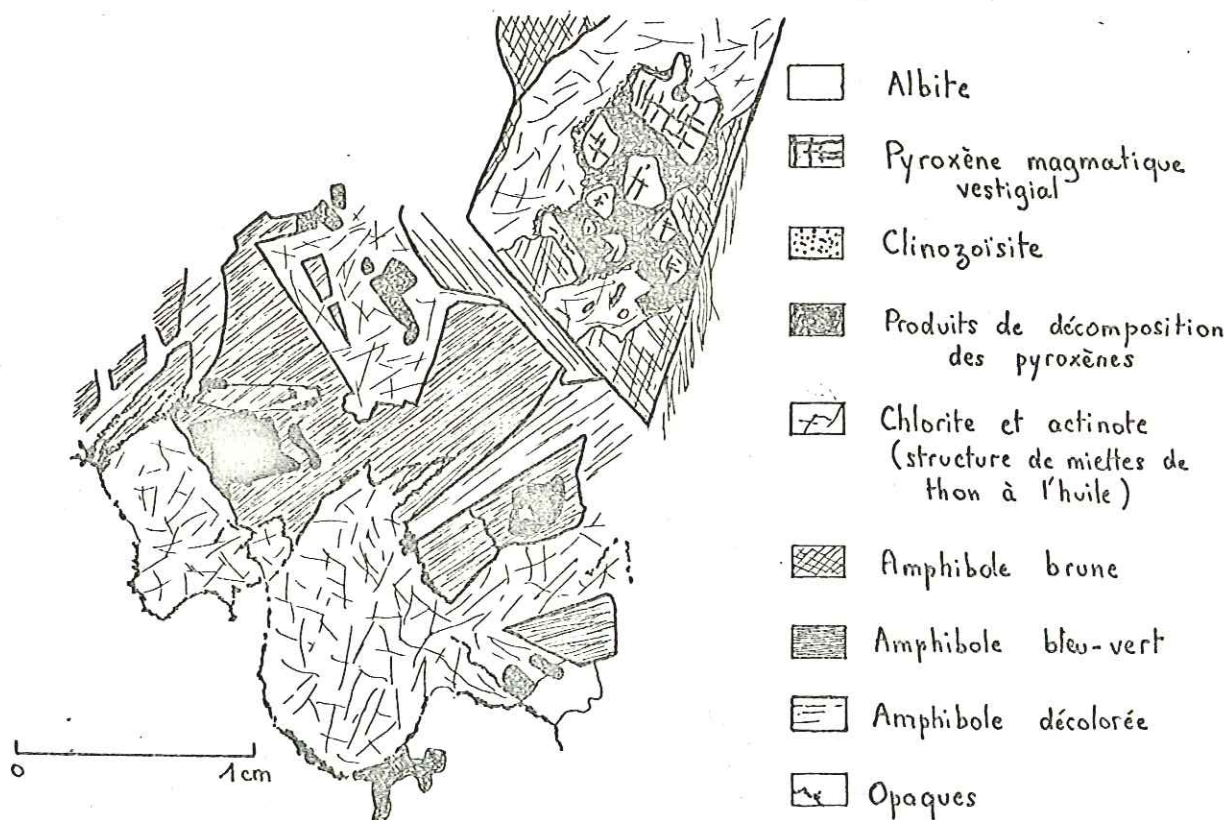


Fig 40 - Ancienne plage d'amphibole brune pseudomorphosée en amphibole bleu-vert, amphibole décolorée, chlorite, actinote et opaques - Plage d'amphibole brune à cœur pyroxénique.

Faciès cumulatif (éch. Gg 22)

D'où provient cette amphibole brune? Était-elle à l'origine dans la roche, ou s'est-elle formée plus tard aux dépens d'autres minéraux? En de rares endroits de la lame, l'amphibole brune entoure très nettement un pyroxène réduit à l'état de petits fragments corrodés et totalement englobés dans l'amphibole (fig. 40), elle-même déstabilisée en amphibole verte, incolore et chlorite-actinote.

Mais cela ne prouve pas que la hornblende brune soit le produit de la déstabilisation du pyroxène magmatique. Il est concevable qu'une cristallisation tardimagmatique de la hornblende ait permis la disposition actuelle des cristaux. Ce point sera de nouveau discuté p. 86.

Si l'on essaie de reconstituer le contour des plages pyroxéniques, il apparaît que celles-ci devaient être de grande taille et constituer une fraction volumétrique importante de la roche. Peut-être faut-il voir dans la roche Gg 22, comme dans Gg 8, une roche cumulative, qui serait alors plagioclasique et pyroxénique. La position analogue de Gg 8 et Gg 22 à la base d'un sill épais est un argument supplémentaire pour voir dans ces roches le résultat d'une ségrégation gravitaire de cristaux de plagioclases et de pyroxènes.

Le faciès Gg 22 semble donc être le résultat des phénomènes suivants:

- Mise en place d'un sill basique très épais.
- Ségrégation au sein du magma → formation d'un cumulat à plagioclases et pyroxènes.
- Formation de hornblende brune au cours d'une phase tardimagmatique.
- Diminution progressive de la température → déstabilisation des amphiboles brunes en amphiboles vertes et incolores à même habitus.
- Métamorphisme de faciès Schistes Verts (M_{Rsv}) → transformation des amphiboles vertes et incolores en actinote, chlorite, amphibole bleu-vert et des plagioclases en albite, clinozoïsite, calcite.

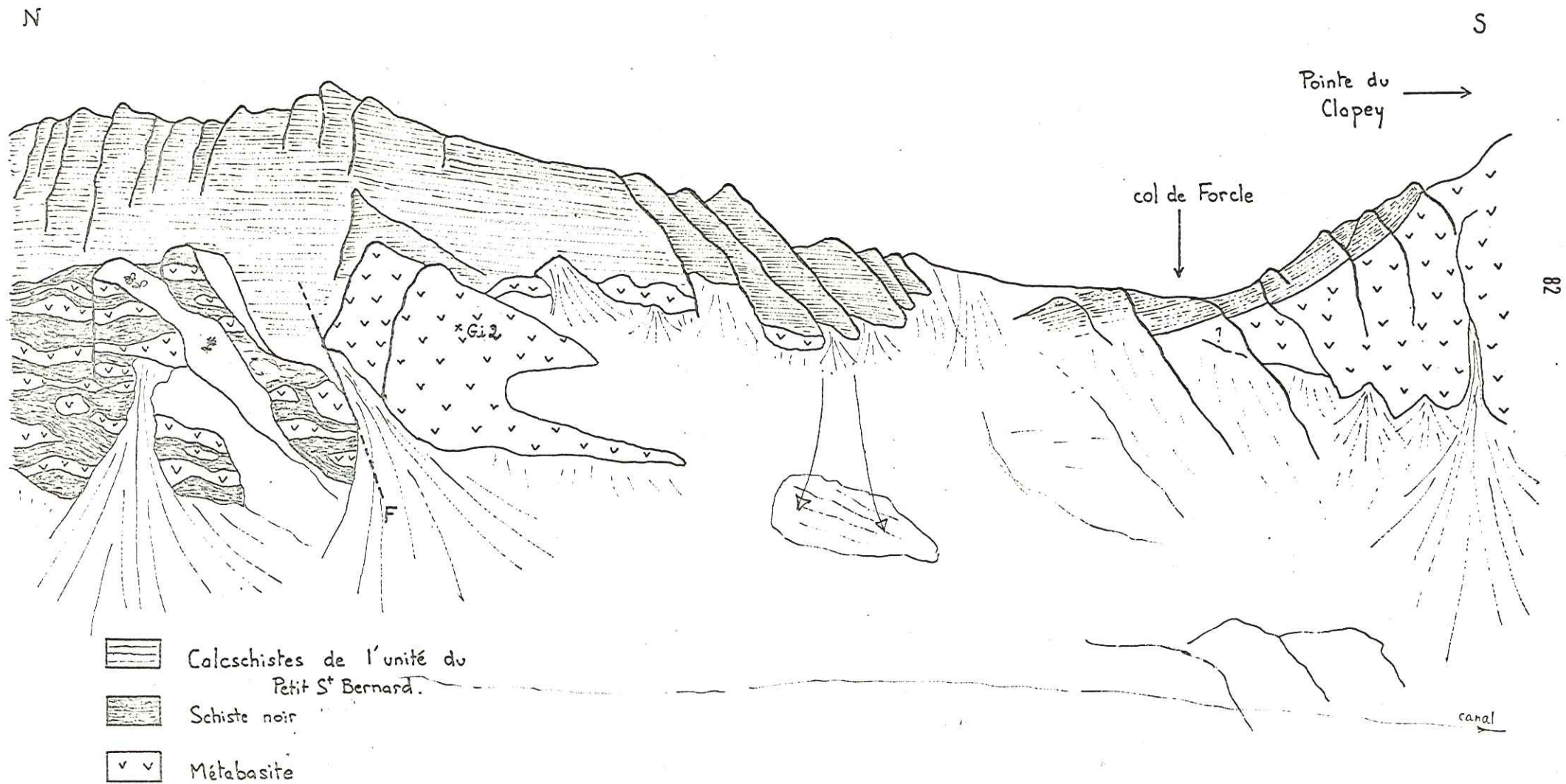
Les faibles teneurs en SiO_2 (44,57%) et Na_2O (2,00%) de cette roche expliquent l'absence de minéraux sodiques de métamorphisme tels que l'amphibole bleue, et l'absence de stilpnomélane. Or, dans le secteur des Aiguilles de Beaupré, de telles paragenèses sont connues; donc seul le chimisme de Gg 22 est en cause.

Gi 2. Cette roche provient d'un secteur tout-à-fait particulier de la zone du Versoyen. Au Nord-Nord Ouest du col de Forcle, une grosse masse (50 m x 50 m) de roche verte émerge des éboulis situés sous le col. Cet affleurement n'a aucun rapport avec les sills minces situés immédiatement au Nord, puisqu'une faille interrompt leur continuité. D'autre part, il faut noter que cette masse se situe près de la base de la série, tout près du conglomérat du Collet des Rousses. Nous avons échantillonné cette roche au sommet de la masse, afin de connaître sa nature car sur le terrain, elle ne s'apparente ni aux faciès grenus du Clapey tout proche, ni aux prasinites des sills voisins (x: 949,80 - y: 84,50 - z: 2390 m - Bourg Saint Maurice n° 4) (fig. 41)

C'est une roche vert clair, très schisteuse, à débit écaillé suggérant une déformation tectonique plus intense que pour la majorité des roches vertes habituellement rencontrées. Elle semble très chloriteuse et peu albitique.

Au microscope, la roche présente un aspect particulier dû à la fragmentation et aux contours anguleux de certains minéraux (photo n° 4). Les pyroxènes magmatiques (endiopside, analyse tabl. 2 et fig. 22) sont assez abondants, en petits fragments rose pâle, entourant des plages de forme arrondie, constituées, actuellement, de chlorite et d'actinote. L'amphibole brune (hornblende ferro-pargasitique, analyse tabl. 6 et fig. 26) moins abondante que le pyroxène, présente le même habitus. Les frag-

Fig 41 . PANORAMA DE LA PAROI AU NORD DU COL DE FORCE
 (localisation de l'échantillon Gi 2)



ments d'amphibole brune entourent parfois ceux de pyroxène. Comme dans les prasinites de Beaupré (Gg 22), l'amphibole brune se décolore totalement à la périphérie.

La chlorite magnésienne (Pycnochlorite, analyse tabl. 5 et fig. 25), en petites plumes, est particulièrement abondante dans certaines zones assez étendues, sans formes bien définies, ou bien constitue des plages rondes ou ovales. Clinozoïsite et albite en petits cristaux se groupent en plages peu importantes. L'orientation de la roche est marquée par l'allongement des amphiboles, mais cette orientation reste confuse à l'échelle de la lame mince.

L'abondance de pycnochlorite magnésienne (21,3% de MgO dans cette chlorite) est à mettre en rapport avec la teneur en MgO très forte de la roche (19,13%, analyse Gi 2 p.240). Il est donc difficile de voir dans Gi 2 une roche initialement pyroxénique et plagioclasique. Des arguments géochimiques développés p.150 permettent d'affirmer que la présence d'olivine est indéniable.

Cette roche présente donc une structure cumulative de type mésocumulat (fig. 39), mais les minéraux constituant la phase cumulative, essentiellement des péridots, sont totalement transformés en chlorite. Pyroxène, hornblende brune, clinozoïsite et albite forment le matériel intercumulat. La situation du pyroxène Gi 2 dans le diagramme Ca - Mg - Fe (fig. 36) près de la droite Mg - Ca, c'est-à-dire parmi les pyroxènes des roches les moins différenciées, confirment cette observation. Le raisonnement appliqué aux sillons de Beaupré (Gg 22 et Gg 8) peut l'être au faciès Gi 2, mais celui-ci correspond à une ségrégation de cristaux d'olivine au sein d'un sill épais. Ces cristaux se seraient accumulés à la base du sill, expliquant ainsi leur position actuelle en sommet de sill. Ces trois échantillons sont les premiers cumulats décrits dans le Versoyen. La présence d'olivine parmi les minéraux magmatiques est aussi un résultat important.

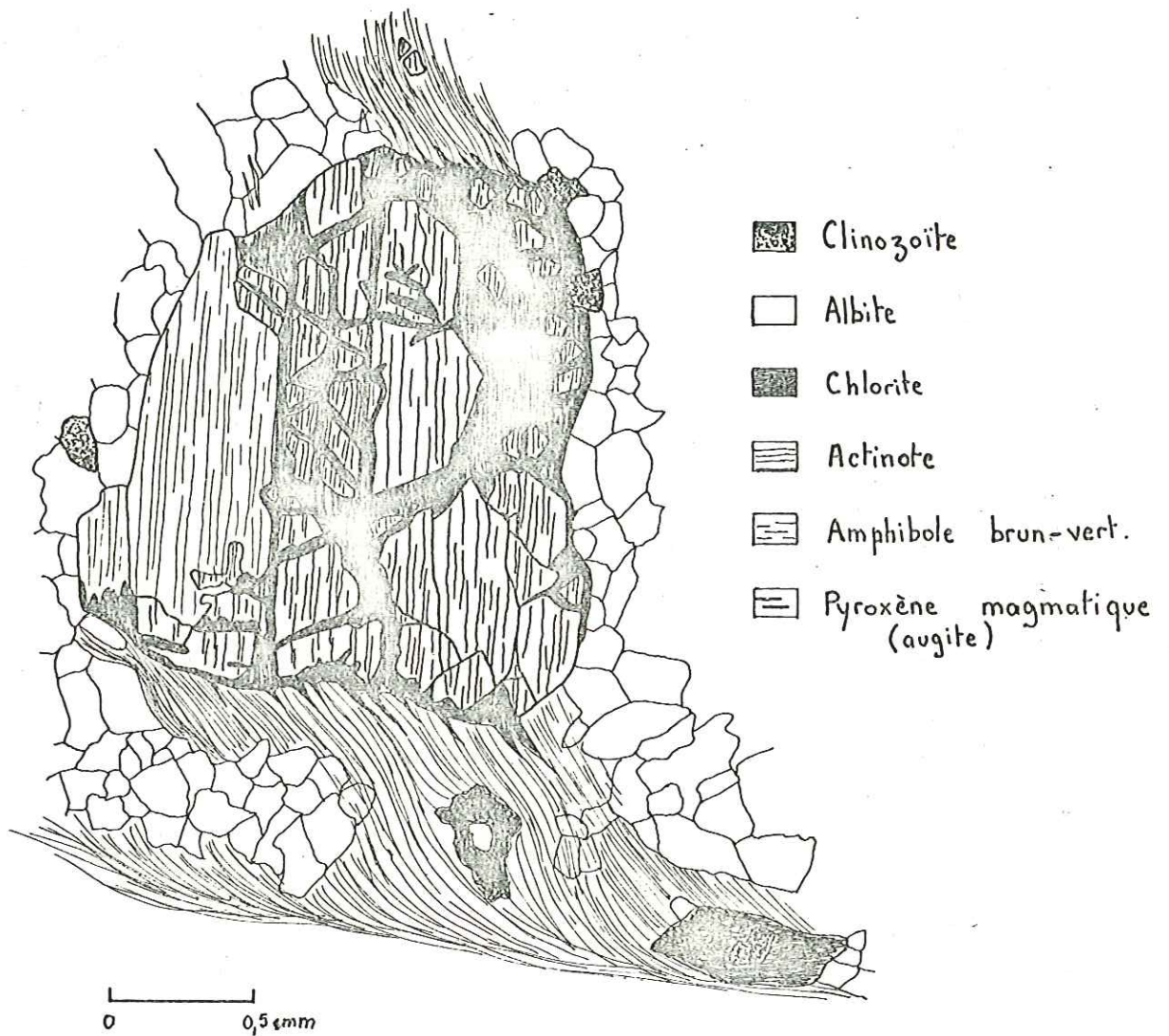
Ajoutons que cette roche Gi 2 est affectée d'un métamorphisme Schistes Verts M_{RSV} de même que celui décrit pour les prasinites de Beaupré.

Hg 26. Cette roche a été prélevée dans le même sill (20 m de puissance) que Hg 29, mais plutôt dans le tiers supérieur de celui-ci, c'est-à-dire à 7 m sous le niveau de schistes noirs subjacents (x: 950,43 - y: 87,10 - z: 2645 m).

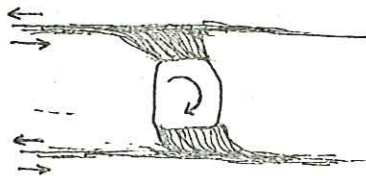
Ce faciès est légèrement schisteux, à cristaux d'albite (1 à 2 mm) et chlorite en paillettes foncées; il a donc un aspect macroscopique tout-à-fait classique.

Au microscope, de belles reliques de pyroxène magmatique (augite, analyse tabl. 2, fig. 22) sautent aux yeux. Ce sont de gros cristaux craquelés, séparés en fragments de même orientation. A proximité cristallise souvent une amphibole brun-vert (hornblende actinotique, analyse Hg 26 - A', tabl. 6, fig. 26) pléochroïque, à clivages parallèles à ceux du pyroxène (fig. 42), et rappelant tout-à-fait les amphiboles tardimagmatiques de Gg 22 et Gi 2 (p.79 à 83)

L'augite représentée sur la fig.42 est située dans un lit albitique bordé par deux lits d'actinote orientée. Cette augite est disposée perpendiculairement à la schistosité ainsi formée et présente des ombres de pression à actinote. Ceci est une preuve supplémentaire pour considérer l'amphibole comme un minéral précoce; après sa formation le métamorphisme provoque l'apparition des minéraux de faciès Schistes Verts, ainsi qu'une orientation, quelquefois une schistosité, de la roche. Les minéraux magmatiques, augite et amphibole brun-vert, sont tournés et affligés d'ombres de pression; l'amphibole est associée à l'augite dans cette rotation et non à la paragenèse métamorphique. La chlorite magnésienne qui pseudomorphose l'augite est surtout le produit de la déstabilisation



Détail de la plage de pyroxène et hornblende.



Contexte structural de la plage de pyroxène et hornblende avec sens de déplacement.

Fig 42 - Plage d'augite et de hornblende brune tournée avec ombres de pression d'actinote dans une metabasite de Beaupré. (Hg 26)

de l'amphibole brun-vert, si bien qu'il reste beaucoup plus de pyroxène que d'amphibole.

L'ordre de succession d'apparition des minéraux serait donc: augite puis amphibole brun-vert puis chlorite + actinote.

L'actinote issue de la magnésio-hornblende peut garder une teinte brun-vert (analyse Hg 26 - C, tabl. 6, fig. 26).

Quant à la partie claire de la roche, elle est classiquement composée d'albite, clinozoïsite et actinote; l'actinote pouvant former des lits discontinus donnant une schistosité locale à la roche. De même, des lits albitiques existent localement.

La paragenèse métamorphique de Hg 26 est analogue à celle de Gg 22 et Gi 2. Toutefois, la composition de l'amphibole paraît un peu différente; le stade amphibole brune est peut-être totalement masqué par le stade amphibole brun-vert, ou alors n'a jamais existé.

Hg 26 est une roche un peu plus siliceuse (48,30% de SiO₂, analyse Hg 26 p.240), son pyroxène est assez ferrifère (fig. 36); il s'agit donc d'un faciès légèrement différencié.

Cependant, la prasinite Hg 26 a le grand intérêt d'apporter une preuve structurale de la précocité de formation de l'amphibole brune et/ou brun-vert par rapport à toute la paragenèse de métamorphisme Schistes Verts.

Hg 28. Cette roche a été prélevée deux mètres en dessous de Hg 26, toujours dans ce sill épais situé près des Aiguilles de Beaupré (x: 950,43 - y: 87,00 - z: 2643 m).

Macroscopiquement, c'est une roche massive, mésocrate, à grandes plages de chlorite (jusqu'à 8 mm de long) et d'un minéral aux reflets lie de vin dans un fond albito-chloritique gris-vert pâle.

Au microscope, cette roche présente un aspect général désordonné, fouillis. Les minéraux, dispersés dans toute la roche, y sont petits, xénomorphes et très riches en inclusions. La structure initiale est totalement effacée par le métamorphisme. Les minéraux primaires ne sont plus représentés, à l'exception d'un petit fragment de pyroxène dans une plage de chlorite parcourue de fissures occupées par de petits losanges d'amphibole. Contre la plage de chlorite s'appuie un fragment d'amphibole verte dont les clivages délimitent de petits losanges identiques à ceux évoqués ci-dessus. L'ensemble chlorite-amphibole verte baigne parmi des cristaux d'albite xénomorphes, altérés, piquetés d'oxydes. A proximité s'observe une grande plage d'amphibole verte toute éclatée, constellant la zone périphérique à albite et clinozoïsite de petits losanges réguliers (c'est très beau ...)

Puis le métamorphisme de faciès Schistes Verts a provoqué la pseudomorphose de la presque totalité des minéraux préexistants. C'est pourquoi la plus grande partie de la roche est constituée d'albite, de chlorite magnésienne, d'actinote et de clinozoïsite. Chlorite et actinote sont fréquemment groupées en grandes plages à contours bien délimités pseudomorphosant d'anciens pyroxènes ou hornblendes précoces probables. Quelques rares fibres d'amphibole bleu-vert cristallisent dans les zones à actinote. Des plages d'hématite et ilménite complètent la paragenèse.

Hg 28 a donc les mêmes caractères métamorphiques que Gg 22, Gi 2 et Hg 26. Pour le contrôle chimique du métamorphisme, on se reportera à ces mêmes roches (p. 79 à 85).

Ce faciès a, en outre, l'intérêt de présenter une paragenèse métamorphique très développée, et très peu de vestiges de minéraux primaires; ils constituent ainsi un intermédiaire entre les faciès des sills épais à minéraux magmatiques vestigiaux, et ceux situés au sommet des sills épais ou constituant les sills minces, qui ne montrent aucun minéral relique.

Mais avant de passer à l'étude de ces derniers, il est bon de faire le point sur le problème des roches à minéraux magmatiques reli-

ques et sur celui de l'hornblende en particulier.

c) La genèse de la hornblende brune

Le hornblende brune, qui passe localement à la hornblende brun-vert ou verte, se présente le plus souvent en plages xénomorphes d'assez grande taille, dans lesquelles baignent les reliques (pyroxènes) ou les fantômes (olivines, plagioclases) de la paragenèse magmatique. Cette amphibole est donc postmagmatique. Est-elle tardimagmatique ou bien métamorphique? Dans le second cas, elle serait due à un métamorphisme précoce (anté Schistes Verts) et constituerait le seul vestige de cet épisode métamorphique; mais les teneurs en Ti et Al de ces amphiboles sont élevées par rapport aux teneurs habituelles des hornblendes métamorphiques, ce qui laisse supposer que ces minéraux sont d'origine magmatique. Leur cristallisation se serait produite tardivement dans des bains résiduels enrichis en Fe, Ti et fluides.

Ce type de genèse pour la hornblende brune a été fréquemment invoqué, notamment pour les gabbros non spilitisés et non métamorphiques de la montagne de l'Oman dans lesquels REINHARDT (1974) a décrit des hornblendes brunâtres à verdâtres entourant le diopside, voire même les plagioclases; la transition entre les deux minéraux de cette zone de transition suggère que la hornblende a cristallisé au cours d'un stade magmatique tardif et n'est pas le produit d'une altération secondaire (ouralitisation). Pour l'auteur, l'apparition de la hornblende doit être mise en relation avec l'enrichissement du magma en fluides.

Dans les dolérites filoniennes du cortège doléritospilitique du Pelvoux, AUMAITRE et BUFFET (1973) ont noté la présence de hornblendes brunes passant à une hornblende verte, puis à un agrégat de trémolite-actinote et chlorite. Les cristaux de hornblende brune entourant fréquemment les augites paraissent là aussi avoir cristallisé de façon tardive dans un magma enrichi en fluides.

Les observations faites sur les hornblendes brunes des dolérites du Versoyen sont analogues à celles des exemples cités. Ainsi, l'apparition de ce minéral s'est-elle produite en fin de cristallisation sous l'influence d'une pression partielle de fluides élevée, à partir du bain résiduel.

La formation de hornblende verte est due probablement à la diminution de température au début du refroidissement des sills, et après la cristallisation de tous les minéraux magmatiques et tardimagmatiques.

d) Récapitulatif et interprétation

① Les phénomènes magmatiques

L'étude pétrographique a permis de mettre en évidence l'existence d'un épisode précoce cumulatif et un début de différenciation magmatique au sein même des sills épais. Les faciès pétrographiques suivants ont pu être distingués:

- les faciès non différenciés, à caractère cumulatif net (échantillons Gg 8, Gg 22, Gi 2).

- * Ils se situent à la base ⁽¹⁾ des sills les plus épais de tout le Versoyen (Aiguilles de Beaupré).
- * Leur importance volumétrique est très faible : quelques % du volume total des roches vertes.

(1) Attention, il s'agit ici de la base du sill au moment de sa mise en place, c'est-à-dire avant le renversement tectonique.

- * Leurs pyroxènes reliques sont très peu ferrifères (4 à 7% de Fe_2O_3 *), assez riches en Cr_2O_3 (0,6%) et magnésiens (diopside).
 - * Ils présentent des structures reliques de cumulats à pyroxènes seuls (Gg8), ou à pyroxènes et plagioclases (Gg 22), ou, encore, à olivines et pyroxènes (Gi 2).
 - * Ce sont les roches les moins siliceuses (43 à 44 % SiO_2) et les plus magnésiennes (jusqu'à 19% Mg O) de tout le cortège volcanique.
- les faciès non différenciés à peu différenciés (Bk 5, Hg 1, Hg 26).
- * Ils se situent au coeur des sills épais et constituent le faciès moyen le plus répandu.
 - * Leurs pyroxènes reliques (augite) sont assez ferrifères (7 à 10% de Fe_2O_3 *) et moins magnésiens que ceux des cumulats. Ils sont donc peu chromifères (0,1 à 0,2% Cr_2O_3).
 - * Ils présentent une structure relique de dolérite souvent bien conservée.
 - * Ces roches sont plus siliceuses que les cumulats (45 à 52% SiO_2) et plus alumineuses
- les faciès très différenciés (Hg 29)
- * Ils se situent au sommet des sills épais et affleurent également sous forme de schlieren dans les métadolérites encaissantes.
 - * Leur volume total est peu important et du même ordre que celui des cumulats (moins de 5%).
 - * Leurs pyroxènes reliques (augite) sont les plus ferrifères de tous les pyroxènes des faciès étudiés (11% de Fe_2O_3 *). Le chrome n'est plus décelable qu'à l'état de traces. L'ilménite est abondante et témoigne de l'enrichissement en Fe au cours de la différenciation.
 - * Leur structure relique est doléritique.
 - * Ce sont les plus siliceux de tous les autres faciès (jusqu'à 57% de SiO_2).
 - * Enfin la grande abondance d'apatite (0,3%) témoigne de l'action importante des fluides.

② Les phénomènes tardimagmatiques et postmagmatiques précoces

La formation de hornblende est due à une phase tardimagmatique. Or la spilitisation peut traduire, dans certains cas, un phénomène postmagmatique précoce. Cet aspect sera plus spécialement envisagé dans le chapitre Géochimie (p.189)

③ Le métamorphisme

Ses conditions sont intermédiaires entre le faciès Schistes Verts à glaucophane et le faciès Schistes Verts s.str., soit entre 400 à 500° C et 5 à 8 kb environ. Il se traduit par la déstabilisation plus ou moins complète du clinopyroxène, et totale de l'olivine, ainsi que par la transformation de la hornblende en actinote, chlorite, stilpnomélane, amphibole bleu-vert; chaque transformation peut débiter à tout stade du processus, sans passer obligatoirement par tous les stades intermédiaires; ainsi la hornblende brune peut se transformer directement en chlorite et actinote. Les minéraux issus de ce métamorphisme sont, ou non, orientés selon le type de matériel auquel ils appartiennent.

Le contrôle chimique du métamorphisme a une grande importance: ainsi, le stilpnomélane apparaît dans les roches particulièrement ferrifères et assez siliceuses, telles que Hg 29; il appartient donc à des faciès différenciés. L'amphibole bleu-vert ou bleu se développe préférentiellement dans les roches assez sodiques. La chlorite et l'actinote se retrouvent dans les metabasites en proportions variables; par exemple, l'échantillon Gi 2, particulièrement magnésien, a permis une abondante cristal-

lisation de chlorite magnésienne. Le chimisme des chlorites est d'ailleurs fonction de celui de la roche hôte; ceci est très nettement rendu sur la fig. 25 où les faciès différenciés, tels que Hg 29, renferment une chlorite beaucoup plus ferrifère que celle des faciès peu différenciés ou cumulatifs (Gi 2 - Gg 22). Donc, pour les roches de sills ne contenant aucun vestige magmatique, le chimisme de la chlorite est le traceur par excellence qui permettra de remonter au type de roche initial: à cumulats, différenciée ou non.

L'existence de minéraux reliques, en proportions parfois importantes, prouve que les transformations métamorphiques n'affectent que partiellement les paragenèses antérieures; ainsi, le pyroxène apparaît-il souvent très résistant aux transformations ultérieures: spilitisation et métamorphisme régional. Ce fait a été fréquemment constaté, soit pour des basaltes spilitisés des fonds océaniques (CANN-1969), soit pour des roches vertes. Le comportement du pyroxène contraste nettement avec celui du plagioclase ou celui de l'olivine, vis-à-vis des transformations pouvant affecter la roche après sa cristallisation complète. Il s'avère dans tous les cas le minéral magmatique le plus réfractaire à ces transformations.

2 - Les roches dépourvues de minéraux reliques

a) Contrôle du faciès originel par les paragenèses métamorphiques et le chimisme

L'étude des paragenèses métamorphiques de ce faciès, de même que leurs compositions chimiques, doit permettre de remonter au type de roche originelle. Nous allons le tenter sur trois exemples choisis.

Hf 1. Il a été prélevé dans le Haut Vallon de Beaupré, dans les éboulis des Aiguilles de l'Hermitte, (x: 950,70 - y: 87,50 - z: 2670 m - Bourg Saint Maurice n° 4), mais étant donné l'inaccessibilité de ces aiguilles, il est malheureusement impossible de préciser de quel type de sill (mince ou épais) il s'agit et à quel niveau de ce sill appartient ce faciès.

Sur le terrain, l'oeil est attiré par cette roche massive, noire, brillante, à grandes lattes blanches bien rectangulaires, et à allure générale de dolérite.

Au microscope, le caractère le plus frappant de ce faciès est sa grande richesse en stilpnomélane; les petites baguettes de ferristilpnomélane sont parfois rassemblées en gerbes, ou bien disposées de façon quelconque. Ce minéral a tendance à se grouper dans des zones privilégiées à chlorite et grands cristaux opaques ou semi-opaques, parcourus de cassures délimitant des losanges: il s'agit probablement de leucoxène comportant des diaclases remplies d'oxydes. Dans les zones ferromagnésiennes, on note quelques cristaux d'albite, de clinozoïsite et de quartz. Dans certaines de ces plages, les aiguilles de stilpnomélane ont une orientation privilégiée identique à celle des clivages du minéral initial (photo n° 5).

La partie claire de la roche est constituée par de l'albite non maclée, xénomorphe, à nombreuses inclusions de clinozoïsite et de quartz, les cristaux de quartz sont plus volumineux que les autres et présentent une extinction roulante. Certaines plages claires ont nettement la forme d'anciens phénocristaux de plagioclases et une esquisse de zonation peut y être notée: le coeur est essentiellement albitique alors que la périphérie est constituée de clinozoïsite (photo n° 8); le plagioclase initial était probablement plus sodique au coeur et plus calcique à la périphérie (zonation inverse). Ces formes rectangulaires sont parfois soulignées par un fin liseré quartzalbitique discontinu. Quelques petits prismes d'apatite parsèment la roche.

Les minéraux décrits sont caractéristiques d'un métamorphisme de faciès Schistes Verts de degré moyen (3 à 6 kb environ); néanmoins, cette prasinite étant très riche en $Fe_2O_3^*$ (11,35%) l'apparition de stilpno-

mélange est possible, alors qu'une roche renfermant moins de Fe et subissant les mêmes conditions thermodynamiques ne pourra faire cristalliser ce minéral et aura une paragenèse plus classique. Comme cela a été signalé précédemment (p.56), le stilpnomélane apparaît fréquemment avec le quartz, donc dans les roches riches en silice; or la prasinite Hf 1 renferme 57% de SiO₂.

Les caractères chimiques (teneurs en SiO₂ et Fe₂O₃*) et minéralogiques (abondance de leucoxène, de stilpnomélane et de minéraux clairs, laissent supposer que Hf 1 appartient aux faciès de sills épais très différenciés. Il est cependant difficile de dire si les plages de ferromagnésiens, actuellement présentes, ont pseudomorphosé des pyroxènes ou des amphiboles magmatiques.

Hf 18. Cet échantillon provient des éboulis des Aiguilles de l'Hermitte, situés sur le versant italien de celui-ci (x: 951,00 - y: 87,00 - z: 2700 m - Sainte Foy). Comme pour Hf 1, il est impossible de préciser davantage le type de gisement de ce faciès.

Macroscopiquement, c'est une roche massive, grenue, sombre, à petites paillettes noires de stilpnomélane et oxydes de fer baignant dans un fond chloritoalbitique.

Au microscope, la particularité de cette roche est sa grande richesse en plages de leucoxène à structure squelettique; en leur coeur, quelques lambeaux d'ilménite subsistent. Une amphibole bleue très pléochroïque cristallise en plages rectangulaires, trapues, volumineuses; ses bordures sont altérées, transformées en amphibole verte, actinote, chlorite et petits grains d'oxydes de Fe, formant une auréole autour de l'amphibole bleue (photo n°). Une chlorite apparaît en petites plumes groupées, avoisinant le stilpnomélane, il s'agit de ferrostilpnomélane à habitus classique en petites aiguilles groupées en gerbes; il se situe de façon quelconque dans la roche, mais aussi bien autour qu'à l'intérieur des plages chloriteuses.

Le fond de la roche est constitué par un assemblage de grains de quartz, albite et épidote (pistachite et clinozoïsite) de même granulométrie. Quelques cristaux d'apatite parsèment la roche.

Ainsi la forte proportion en Fe₂O₃ (15,18%) et en TiO₂ (3,25%) se traduit-elle minéralogiquement par l'abondance d'ilménite, leucoxène et stilpnomélane. De ce fait, comme Hf 1, Hf 18 a tous les caractères d'une roche qui se différencie. D'un point de vue métamorphique, l'amphibole bleue est antérieure aux autres minéraux ferromagnésiens de la roche, le minéral qu'elle a pu remplacer ne peut être précisé : pyroxène, amphibole? Cette roche présente donc deux paragenèses métamorphiques distinctes, la première de type Schistes Verts à glaucophane (6 à 8 kb et 400 à 550 °C), la seconde de type Schistes Verts s. str. ou, plus précisément, de conditions P. et T. intermédiaires entre ces deux faciès métamorphiques (4 à 6 kb et 400 à 550° C environ). Ces deux paragenèses sont étroitement liées et traduisent une légère diminution de la pression au cours d'une même phase métamorphique.

Id 11. L'échantillon Id 11 a été trouvé parmi les blocs formant le cordon morainique bordant vers le Sud la zone d'accumulation des eaux de fonte du glacier d'Arguerey (x: 32,60 - y: 64,40 - z: 2450 - La Thuile). On peut raisonnablement penser que cette roche provient des sills épais du versant italien du massif de l'Hermitte.

Sur le terrain, cette roche attire l'oeil par son aspect grenu; elle est sombre et massive. Le fond de la roche paraît constitué par de petits grains d'albite et de chlorite. Des minéraux sombres et des lattes blanches se groupent par bouffées. On note aussi une importante pigmentation en chalcopyrite.

Au microscope (fig.43), les plages sombres, qui peuvent atteindre 1 cm de long, sont constituées d'une fine intrication d'amphibole

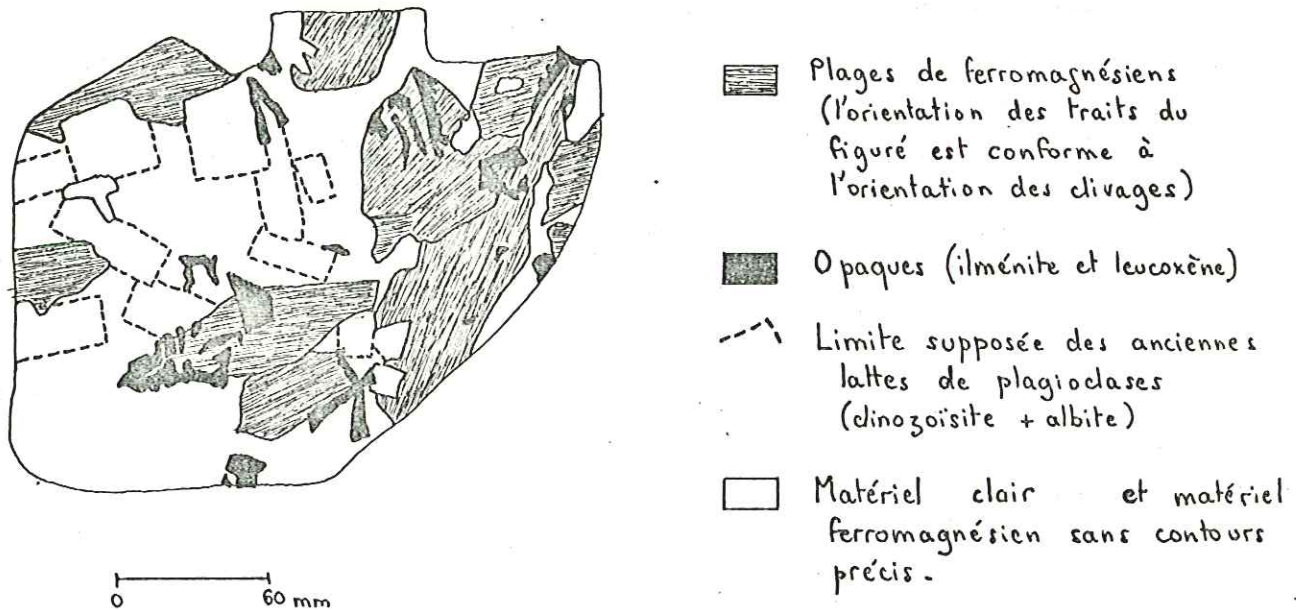


Fig 43 . Structure de métadolérite différenciée.
(éch. Id 11)

bleue, amphibole bleu-vert et chlorite. L'orientation commune de ces minéraux ainsi que la forme générale du contour de chaque plage semble indiquer la pseudomorphose d'un unique et volumineux cristal d'amphibole ou de pyroxène. Ces plages sont constellées d'une multitude de petits grains de sphène pouvant provenir du départ du titane du ferromagnésien initial. Un autre type de plage sombre est constitué par de petits cristaux de chlorite et d'actinote en association d'orientation quelconque. Ces plages sont moins nombreuses que les précédentes.

Le matériel clair est formé de clinzoïsité, un peu de pistachite, albite et quartz. L'épidote est très abondante, en cristaux automorphes ou non, accumulés dans des zones privilégiées, généralement au cœur des plages leucocrates. La périphérie de ces plages, c'est-à-dire les minéraux en contact avec les ferromagnésiens est uniquement constituée d'albite. Peut-être doit-on voir dans cette disposition le vestige de la zonation des plagioclases initiaux. La zonation, contrairement à celle de l'échantillon Hf 1 serait alors normale.

L'ilménite est très abondante; elle est presque toujours transformée en leucocoxène et se présente en plages de forme squelettique (photo n° 6), et de grande taille (jusqu'à 7 mm de long). Notons quelques grains de chalcopryrite.

Comme pour Hf 18 (p. 89) on peut invoquer ici la succession de deux paragenèses métamorphiques, la seconde phase ayant déstabilisé l'amphibole bleue en amphibole bleu-vert, chlorite et actinote, alors que les plagioclases initiaux ont probablement été déstabilisés en clinzoïsité et albite au cours de la première phase.

Notons que la faible teneur relative en SiO_2 (47,10%) et la forte teneur en Fe_2O_3^* (14,74%) et en TiO_2 (3,37%) se traduit par l'abondance des minéraux sombres et en particulier de l'ilménite et du leucocoxène. Nous pouvons voir dans cette roche un faciès aussi différencié que Hg 29 (p.), mais avec cependant une paragenèse métamorphique plus développée.

b) Récapitulatif et interprétations

Les différences observables entre les trois faciès types de prasinites sans minéraux magmatiques reliques portent essentiellement sur les proportions relatives des différents minéraux. Ces roches ont la même paragenèse métamorphique, celle des Schistes Verts à glaucophane, suivie de celle des Schistes Verts s. str., mais le chimisme de la roche hôte conditionne l'apparition et l'abondance des différents minéraux. D'autre part, la structure initiale de la roche joue un rôle important dans l'habitus des minéraux de métamorphisme; ceux-ci seront de grande taille dans les structures doléritiques initiales (ex: Id 11), et de très petite taille dans les structures à l'origine microlitiques ou vitreuses (Hf 1 et Hf 18).

Par ailleurs, ces roches ne renfermant pas d'autres vestiges de la paragenèse magmatique que l'ilménite, il semble difficile de préciser, dans ces conditions, la nature du magma générateur. Toutefois, nous avons bien mis en évidence à propos des prasinites à reliques de minéraux magmatiques, tel que le pyroxène notamment (p.87.88), que la composition chimique des minéraux de métamorphisme se calque parfaitement sur celle des minéraux de la paragenèse magmatique (métamorphisme isochimique), si bien que la dernière paragenèse, qui est la paragenèse Schistes Verts s.str., peut servir de repère pour remonter à la paragenèse initiale. Dans ces conditions, la prasinite Hf 1, à forte teneur en stilpnomélane et en quartz, était à l'origine une roche riche en $Fe_2O_3^*$ et en SiO_2 , critères qui permettent d'affirmer qu'elle appartient à un faciès déjà différencié. D'ailleurs, l'abondance d'ilménite et l'analogie de composition de la paragenèse métamorphique avec celle des faciès différenciés à minéraux reliques (Hg 29) ne font que renforcer cette hypothèse. L'étude géochimique qui suit (p.241) montrera également pour cette metabasite Hf 1 une nette tendance à la différenciation. Le même raisonnement est applicable aux types Hf 18 et Id 11, qui sont des faciès un peu moins différenciés que Hf 1.

Ainsi, une étude attentive de la paragenèse métamorphique des roches du Versoyen, même sans minéral relique, permet-elle de donner une idée précise de la roche initiale, aussi bien au niveau de sa structure que de sa composition chimique; pour les échantillons prélevés en éboulis, ces critères permettront d'établir s'ils proviennent d'un sill mince ou épais, et de préciser leur position exacte dans ceux-ci (base, milieu, sommet) selon leur tendance cumulative ou différenciée.

3 - Conclusions sur les faciès particuliers des sills épais

Un phénomène de différenciation au sein des sills épais a été mis en évidence; il se traduit par un enrichissement en Fe du magma (et donc des pyroxènes magmatiques), un enrichissement en silice et un appauvrissement en Cr_2O_3 des pyroxènes.

Cette séquence différenciée constitue un critère de polarité des séries, ce qui est très appréciable dans une zone aussi complexe structuralement. Il serait intéressant de pouvoir prélever des metabasites à différents niveaux des sills épais constituant les Aiguilles de l'Hermitte; la détermination de la position des cumulats et des différenciés permettrait certainement de confirmer ou d'infirmer l'hypothèse que nous avons formulée précédemment (p.25), selon laquelle la série constituant l'écaille de l'Hermitte est en position structurale normale.

Dans un premier temps, ces séries ont été affectées par un métamorphisme de faciès Schistes Verts à glaucophane, puis, la pression diminuant, d'un métamorphisme dont les conditions sont probablement légèrement plus élevées que celle du faciès Schistes Verts s. str. La paragenèse métamorphique dépend essentiellement, nous l'avons vu, du chimisme de la roche initiale, il est donc possible de dresser une liste des minéraux ferro-

magnésiens de métamorphisme par ordre décroissant d'importance, en fonction des différents types de roche initiale :

- . faciès cumulatif: chlorite, actinote.
- . faciès peu ou pas différenciés: chlorite, actinote, amphibole bleu-vert.
- . faciès différenciés: chlorite, stilpnomélane, amphibole bleu-vert, actinote.
- . faciès très différenciés: stilpnomélane, amphibole bleu-vert, chlorite (+ quartz).

IV - LES ROCHES VERTES DU MASSIF DU CLAPEY

1 - Rappels

LOUBAT (1968) s'est particulièrement intéressé à ces faciès et les a abondamment décrits, c'est pourquoi nous nous bornerons à étudier les nouveaux faciès que nous avons découverts, et dont les paragenèses sont du plus grand intérêt quant aux conditions thermodynamiques du métamorphisme. Il est nécessaire de rappeler brièvement les principaux caractères des roches du Clapey étudiées par cet auteur; il distingue les faciès du centre, à structure primaire grossière, des faciès de bordure à grain fin et enclaves sédimentaires.

a) Les roches éruptives du centre

Elles correspondent à la partie inférieure de l'intrusion. On y distingue des roches rubanées à aspect de gabbro fin et des roches massives à aspect de gabbro à structure ophitique ou porphyroïde. Des roches aphanitiques claires, très riches en Ca, s'individualisent sous forme de rubanement ou grandes poches à contours irréguliers.

. Les roches rubanées - Elles proviennent de gabbros fins. Apatite et ilménite leucoxénisée y sont les seuls minéraux primaires vestigiaux. Le métamorphisme a permis l'apparition de stilpnomélane, amphibole bleue, chlorite, épidote, grenat, albite, quartz, tourmaline. L'abondance de tourmaline croît à proximité des enclaves carbonatées et son développement se limite aux domaines cristallins feldspathiques. LOUBAT admet une propylitisation d'origine magmatique tardive où le rôle des phases fluides, riches en éléments volatils, introduites dans le magma par assimilation des sédiments, est particulièrement important lors des stades successifs d'autoaltération des roches.

. Les roches massives - Elles proviennent de gabbros pyroxéniques à structure ophitique ou porphyroïde. Ce sont des roches très sombres à reliques d'apatite, ilménite et pyroxènes magmatiques partiellement pseudomorphosées en amphibole bleue et stilpnomélane. Les plages d'origine feldspathique sont vaguement zonées et renferment albite, épidote, grenat et mica. Pour LOUBAT, la répartition inégale des faciès amphiboliques (amphibole bleue et amphibole verte), paraît liée à la genèse de la roche éruptive et ne s'explique pas de manière satisfaisante dans le cadre d'un métamorphisme régional classique; il faudrait plutôt rechercher la genèse de ce minéral sous l'influence de "phénomènes d'autoaltération produits au cours de la phase finale de différenciation et de refroidissement du magma, phénomènes deutériques également en relation avec la genèse des adinoles".

b) Les faciès de bordure

LOUBAT les rattache à deux domaines.

. Le domaine périphérique W et SW, caractérisé par des roches vertes rubanées aphanitiques à amphibole, épidote, albite, sphène et chlorite

secondaire constituant la partie supérieure de l'intrusion, et de roches grises schisteuses renfermant les mêmes minéraux, mais dans des proportions différentes.

. Le domaine périphérique E et NE, caractérisé par des faciès de roches vertes rubanées à niveaux tourmalinifères, et par l'association intime de faciès sédimentaires variés, de faciès hybrides mi-sédimentaires, mi-éruptifs, et des faciès franchement effusifs. LOUBAT voit dans ces derniers termes "une manifestation assez semblable à la formation de pillows-lavas, localisés à la bordure d'une grande masse intrusive plus ou moins différenciée et en association avec différents faciès sédimentaires encaissant ou en voie d'assimilation par le magma".

Comme LOUBAT, nous avons été amenés à distinguer faciès de coeur et faciès de bordure, sur des critères de gisement, de pétrographie et aussi de géochimie; nous verrons, en effet, que le chimisme des roches de Clapey permet de les diviser en deux groupes bien distincts, en fonction surtout de leurs teneurs en Na_2O .

Nous décrirons donc quelques faciès particulièrement intéressants de Clapey et nous essaierons d'en déduire le ou les types de métamorphisme ayant affecté ces roches, ainsi que la nature du magma initial.

2 - Les faciès centraux du Massif du Clapey

a) Principaux caractères des faciès courants

. La structure doléritique initiale est plus ou moins bien conservée, mais paraît avoir existé systématiquement à l'origine (ex. Gj 66, fig. 44), la forme des anciens plagioclases étant parfaitement visible (photo n° 8).

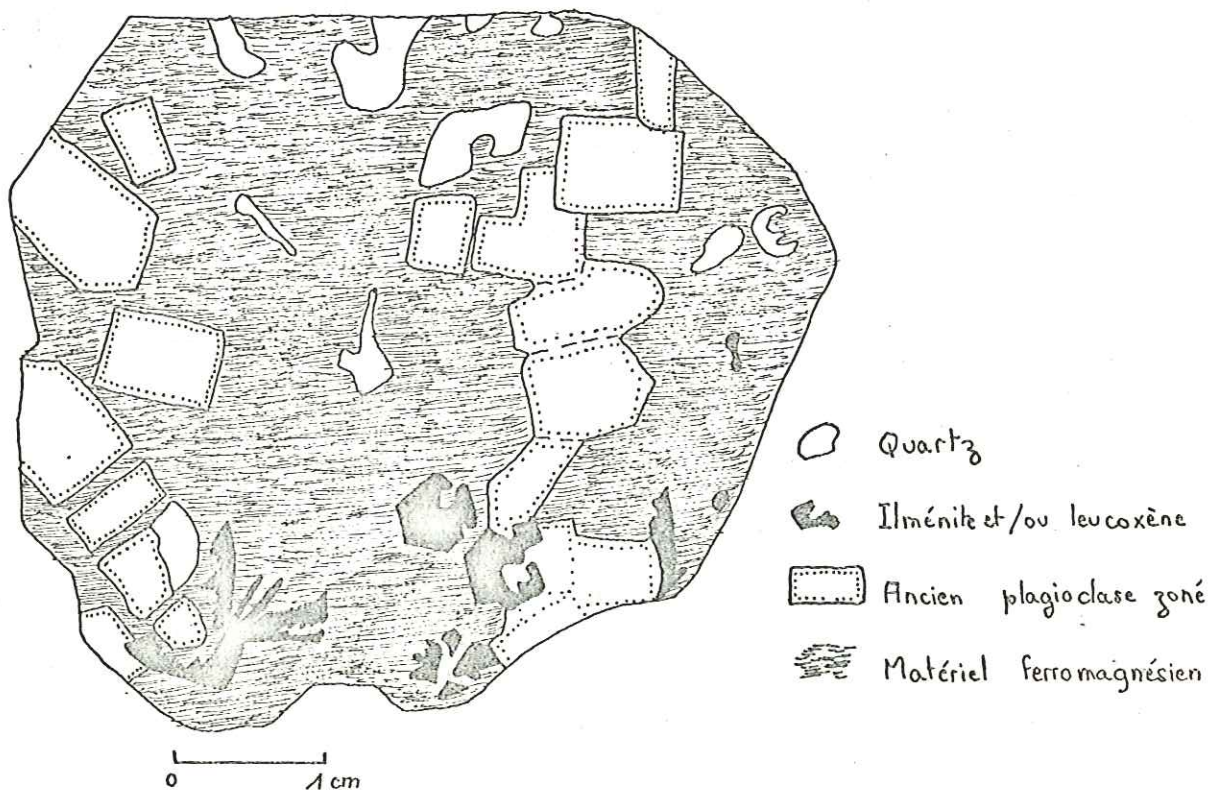


Fig 44 - Relations entre domaine clair et domaine sombre d'un faciès de coeur du Clapey (éch. Gj 66)

- . Le plus souvent, il ne reste aucun vestige de pyroxène.
- . Le grenat est souvent présent en plus ou moins grande abondance, alors qu'il est toujours absent des metabasites de sills. On observe des intercroissances grenat-glaucophane (photo n° 7, éch. Gj 56) prouvant l'équilibre entre ces deux minéraux
- . Le glaucophane et le stilpnomélane y sont très abondants.

Ces roches, abondamment décrites par LOUBAT, correspondent aux 9/10^e du volume des roches constituant la partie centrale de Clapey. La difficulté d'accès (parois verticales) à la plupart des affleurements de ce massif, ainsi que l'extrême variabilité des faciès qui le composent excusent le fait que certains échantillons aient été prélevés en éboulis.

b) Les faciès exceptionnels

- . Les roches à reliques d'omphacite

Nous n'avons trouvé aucune roche de ce type, mais une lame mince appartenant à P. SALIOT (E.N.S. de Paris) et taillée dans une roche provenant de l'éboulis sud est de Clapey, présente des reliques d'un pyroxène verdâtre à caractéristiques d'omphacite. Il est en équilibre avec un grenat, tandis que le glaucophane a cristallisé simultanément, puis postérieurement à l'association omphacite-grenat. Tout laisse à penser que cette association est due à un métamorphisme précoce, qui détermine une paragenèse éclogitique de groupe C selon COLEMAN et al. (1965). Les grenats de ces roches ont de faibles teneurs en pyrope et reflètent des conditions P.T bien moins élevées que celles nécessaires à la formation d'éclogites vraies du groupe A à omphacite et grenat uniquement. Quelles que soient les conditions P.T de formation des éclogites, ces roches sont caractéristiques d'une P_{H_2O} très faible. BEARTH (1966) a mis en évidence dans la zone pennique des Alpes Suisses, le fait que les éclogites se rencontrent dans les roches éruptives à teneur en eau très faible, alors que l'on trouve des prasinites (Schistes Verts) dans des zones où d'abondants sédiments riches en eau sont susceptibles de fournir de l'eau au cours du métamorphisme.

Pour LOUBAT (1968), ce pyroxène verdâtre serait de type aegyrienne, donc primaire et magmatique. Ceci nous paraît très improbable pour plusieurs raisons: d'une part les laves de Clapey ont un chimisme de basalte tholéiitique (cf. p.230) incompatible avec la présence de pyroxène magmatique aegyrienne caractéristique des roches alcalines telles que granites, alcalins, schistes cristallins et jusqu'aux rhyolites; d'autre part, le seul pyroxène vestigial rencontré au Clapey est de type augitique (éch. Gj 86 décrit p.96). Donc, contrairement à LOUBAT, nous pensons que les reliques de pyroxène verdâtre contenues dans certains faciès du coeur de Clapey sont de l'omphacite et qu'elles sont ^{le témoin} non de la paragenèse initiale, mais d'une paragenèse métamorphique précoce, éclogitique, de type C.

Par la suite, ces roches ont été affectées d'un métamorphisme à P. et T plus faible au cours duquel le glaucophane continue à se former (métamorphisme de faciès Schistes Verts à glaucophane). Puis, les conditions P et T décroissant toujours, le glaucophane se déstabilise partiellement en amphibole bleu-vert, chlorite et stilpnomélane (métamorphisme Schistes Verts: $M_{R_{5V}}$); les plagioclases se transforment à ce niveau en clinozoisite et albite.

La teneur relativement forte en K_2O (0,47%) de ce type de roches de Clapey par rapport à l'ensemble des roches du Versoyen qui ont, en moyenne, 0,05% de K_2O , explique la présence de micas blancs.

Il est à remarquer que les roches du coeur de Clapey ont donc subi, après le métamorphisme éclogitique précoce, un métamorphisme Schistes Verts à glaucophane puis Schistes Verts s.str. identique pour toute la série du Versoyen.

- Les roches à reliques d'augite et de hornblende ferro-pargasitique (ex: Gj 42)

Parmi tous les échantillons prélevés au Clapey, un seul présente cette paragenèse particulière. Il provient du Nord Ouest du petit massif; le petit canal situé sur cette paroi de Clapey passe en un point où le contact entre metabasites et schistes encaissants s'observe bien. Ici, les schistes sont particulièrement indurés et au-dessus d'eux, on note une grande variété de faciès de bordure rubannée sur 60 m d'épaisseur environ. Au-dessus, ces roches passent au faciès décrit ici et qui est assez bien représenté dans ce secteur. (x: 949,38 - y:83,82 - z: 2270 m).

Macroscopiquement c'est une roche massive, équante, grenue, de teinte vert pâle. Des amas chloriteux et/ou amphiboliques vert sombre, de forme globulaire, de 1 à 4 mm de diamètre, baignent dans un fond presque blanc de minéraux non identifiables à l'oeil nu.

Au microscope, la roche n'a pas de structure nette. Sa particularité réside en la présence et l'abondance de l'hornblende verte, ($n_g \wedge c = 18$ à 27°) en grandes plages à bordures effilochées, d'orientation quelconque, dont le centre est souvent occupé par de petites plumes de chlorite magnésienne très pure (fig.45). La périphérie des plages de hornblende se pseudomorphose en actinote. Quelques gros cristaux xénomorphes de pyroxènes incolores de la série diopside-augite sont dispersés dans la roche. La trame claire de ce faciès est constituée par de la clinozoïsite et de l'albite, dont les plages n'ont aucune forme particulière.

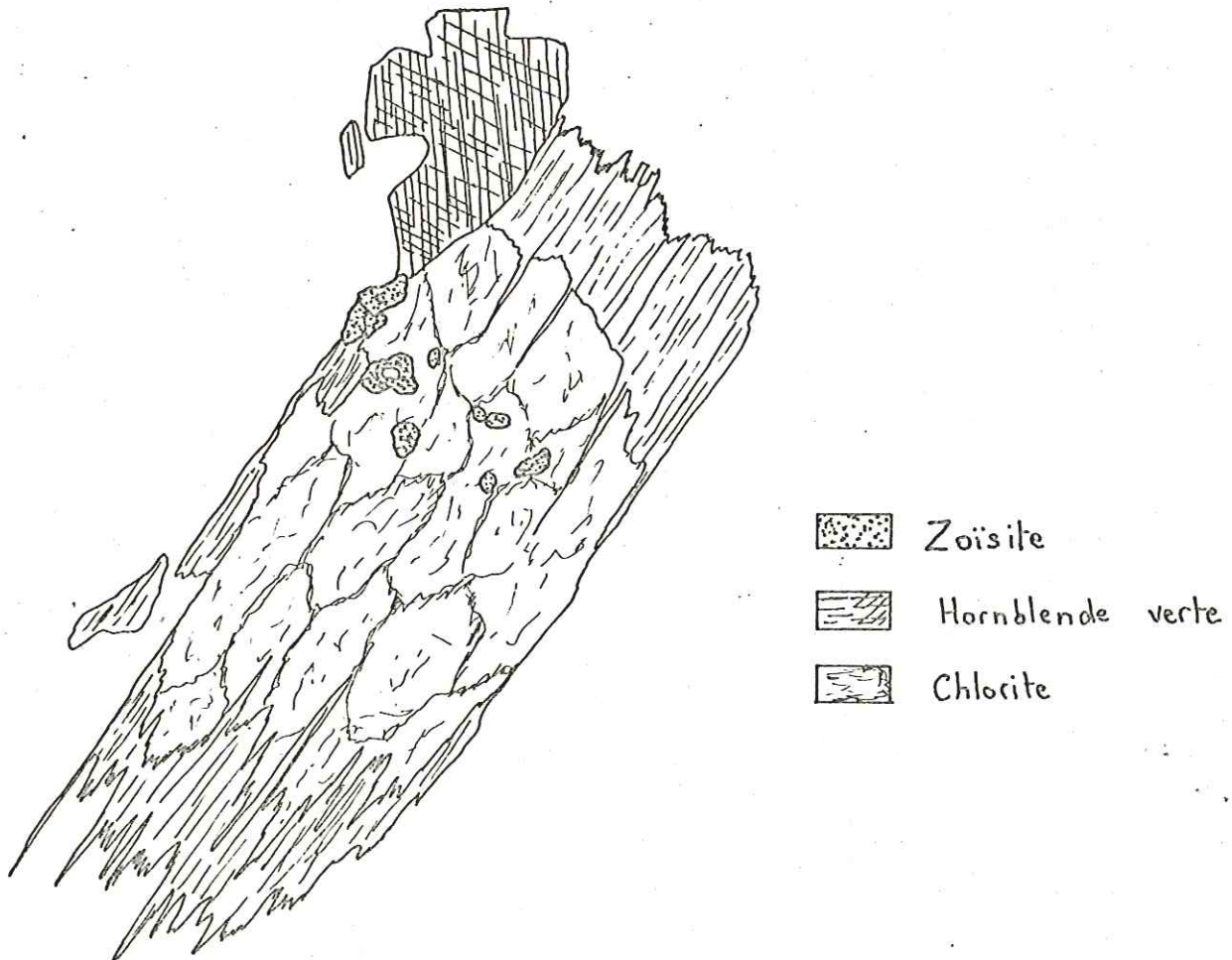


Fig 45 - Plage de hornblende verte pseudomorphosée en son centre par de la chlorite, dans un faciès de coeur de Clapey (éch. Gj 42)

L'analyse chimique de la hornblende verte (p.49) comparée aux analyses d'amphiboles des autres faciès montre qu'il s'agit, comme pour Gi 2, d'une hornblende ferro-pargasitique. Notons que sa forte teneur en MgO explique sa pseudomorphose en chlorite magnésienne. De plus, sa teneur en Al_2O_3 (14 %) tendrait à prouver l'origine magmatique de cette hornblende, étant donné que les amphiboles d'origine métamorphique sont toujours pauvres en Al_2O_3 (inférieur à 6%).

En conclusion, l'abondance et le chimisme de la hornblende ferro-pargasitique, la présence d'augite magmatique, par ailleurs exceptionnellement dans les autres faciès de Clapey, la très faible teneur en SiO_2 (47,21%) de la roche et l'absence de structure doléritique relique, rappellent les caractères chimiques, minéralogiques et structuraux des faciès cumulatifs des sills. L'étude géochimique apportera quelques précisions sur ce point.

Si l'on admet que cette roche est un cumulat, sa position actuelle à la base des faciès centraux est donc de la plus haute importance, parce que sa seule présence suffit à donner au massif du Clapey tout entier une position structurale normale, c'est-à-dire à faciès différenciés vers le haut et cumulatifs vers le bas, contrairement à ce que l'on observe actuellement dans les sills où les renversements tectoniques ont placé les cumulats altimétriquement plus haut que les différenciés. Ce résultat a une incidence primordiale sur l'ensemble de la structure des roches vertes du Versoyen; en effet, si les prasinites des sills sont en position inverse et les faciès grenus du Clapey en position normale, et, d'autre part, comme il n'y a aucune continuité cartographique entre les sills et le massif du Clapey, il est permis de supposer que ces deux ensembles n'appartiennent pas à la même unité tectonique, ni au même cortège.

. Les roches à reliques d'augite seule (ex: Gj 86)
.....

Cet échantillon provient d'un éboulis du versant nord ouest du Clapey.

C'est un faciès massif, sombre, à plages xénomorphes vert pâle, vert sombre, noires, et mouchetures de chalcopryrite baignant dans une mésostase vert sombre.

Au microscope, l'allure d'ensemble rappelle le faciès Gj 66 (fig.44). La structure doléritique est nette, les lattes d'anciens plagioclases étant classiquement constituées d'albite et de clinozoïsite, mais aussi d'un peu de chlorite ferrifère. Le matériel sombre est de deux types : plages essentiellement chloriteuse (petits grains de chlorite ferrifère) dans lesquelles de gros cristaux d'albite limpide et d'épidote automorphe sont fichés; et plages à amphiboles bleues, bleu-vert, rare stilpnomélane et chlorite renfermant des reliques d'augite magmatique (analyse tabl. 2, fig. 22) en grandes plages, et d'ilménite squelettique. Un liseré d'oxydés entoure ce deuxième type de plages, en dehors desquelles s'observent des grenats (analyse tabl. 11, fig.46). Ces grenats sont peu magnésiens (0,29% MgO) et donc caractéristiques de pressions faibles ou moyennes. Les petits cristaux de tourmaline se localisent de préférence dans la partie claire de la roche.

La genèse de cette roche semble être la suivante:

- Emission d'une lave à structure doléritique, phénocristaux d'augite, d'ilménite et de plagioclases.
- Métamorphisme précoce possible (?) (par analogie avec la roche à omphacite), bien que n'ayant absolument laissé aucune trace.
- Métamorphisme de faciès Schistes Verts à glaucophane conduisant à l'apparition de grenat et à la déstabilisation du pyroxène en glaucophane. Puis, alors que la température, et surtout la pression, diminuent, formation d'amphibole bleu-vert, amphibole verte, chlorite et stilpnomélane aux dépens du glaucophane, et d'albite et épidote aux dépens du plagioclase.

Cette roche a le grand intérêt de renfermer des vestiges d'augite magmatique grâce auxquels il est possible de préciser la nature du magma initial. En effet, ce pyroxène est le plus ferrifère (12,10%) de tous ceux analysés, et, dans le diagramme Ca-Mg-Fe+Mn (fig. 36), il indique le stade de différenciation le plus poussé de tous les faciès du Versoyen. Quant à la chlorite, il s'agit d'une brunsvigite (fig. 25), de chimisme intermédiaire entre celui de la chlorite de faciès différencié et celui des cumulats des sills. Mais, après les remarques faites précédemment, peut-on encore comparer les metabasites des sills à celles du Clapey ? Ce point sera rediscuté plus loin (p. 103)

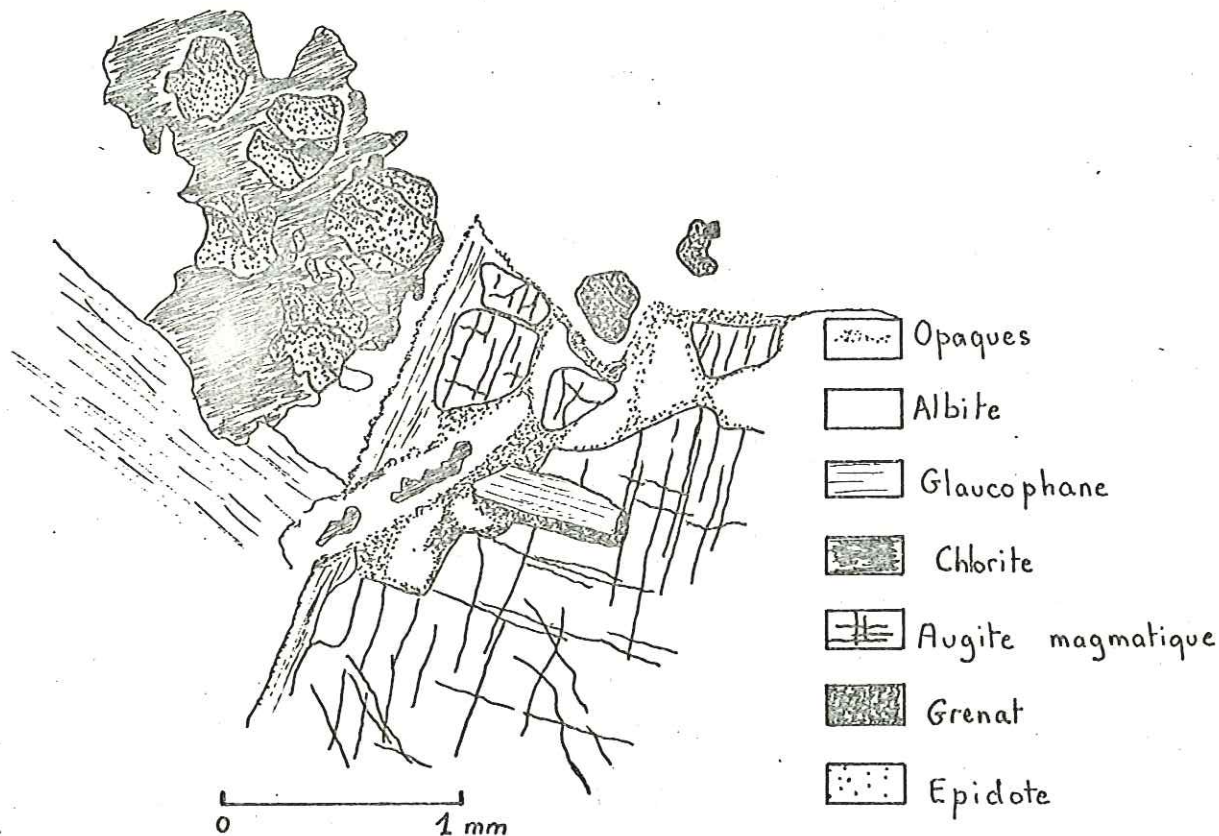


Fig 46 - Augite pseudomorphosée en glaucophane et opaques.
Plage à chlorite et grenat (éch. Gj 86)

c) Conclusions sur les faciès centraux du Clapey

• Le magmatisme

La roche initiale est probablement de type gabbroïque à pyroxène, et plus rarement à amphibole. Un phénomène de différenciation magmatique au sein de la masse du Clapey doit probablement exister. Comme dans les sills, ce phénomène se traduit par un enrichissement en Fe et Si du magma et donc des minéraux qui cristallisent. En utilisant le critère de polarité des séries que constitue la transition cumulat-différenciat, nous sommes amenés à supposer que le massif du Clapey est en position structurale normale.

• Les épisodes métamorphiques

La succession des métamorphismes est la suivante:

- Métamorphisme précoce de type éclogitique qui n'aurait laissé que peu de traces ($T > 300^{\circ}\text{C}$. $P > 9 \text{ kb}$)
- Rétromorphose sous un faciès Schistes Verts à glaucophane (350 à 550°C et 6 à 8 kb environ) puis Schistes Verts s. str. (350 à 550°C et 3 à 6 kb).

3 - Les faciès de bordure du Clapey

a) Descriptions

Nous ne reviendrons pas sur la description des faciès de la bordure ouest et nord ouest, très détaillée par LOUBAT (p. 92-93). En revanche, les faciès de la bordure est et sud est montrent de nouvelles paragenèses très intéressantes.

Gj 13. Cette roche provient de l'extrémité nord est du massif de Clapey (x: 949,38 - y: 83,82 - z: 2568 m - Bourg Saint Maurice n° 4) où les rubanements sont d'épaisseur métrique; elle est prise dans un niveau plus clair de un mètre de puissance environ.

Ce faciès est caractérisé par l'abondance d'aiguilles sombres d'amphibole: souvent disposées en gerbes, baignant dans un fond clair.

Au microscope, la roche est grossièrement grenue, constituée de plages pyroxéniques et amphiboliques de 2 à 7 mm, baignant dans une mésostase feldspathique. Le pyroxène est incolore et polarise dans les gris-bleu et jaune pâle du 1er ordre; il présente une extinction roulante très marquée. Ses caractères optiques sont ceux d'un pyroxène jadéitique. Les plages sont parcourues de grosses cassures remplies d'albite et dans l'axe desquelles s'alignent de petits grains opaques ou brun-rouge à pléochroïsme net d'hématite (fig. 47). Lorsque ces grains présentent un allongement, (photo n° 9) celui-ci est perpendiculaire aux bords de la cassure. La périphérie des cristaux de jadéite est une zone confuse à minuscules cristaux d'albite et minéraux opaques; albite et hématite sont les produits de déstabilisation du pyroxène jadéitique. De grandes gerbes d'amphibole croissent au milieu du pyroxène; il s'agit de glaucophane légèrement zoné, contemporain de ce pyroxène. Sur ses bordures, le glaucophane est localement pseudomorphosé en chlorite. (photo n° 10)

La fraction claire de la roche, peu importante, est formée par de petits cristaux d'albite, de quartz, de mica blanc et de sphène engrenés. L'albite peut être d'assez grande taille (1/2 mm), elle est alors maclée. Le mica blanc est groupé dans des zones privilégiées dans lesquelles les cristaux sont orientés; il s'agit de paragonite (analyse tabl. 10) en équilibre avec l'albite, ces minéraux étant apparus postérieurement à l'assemblage pyroxène jadéitique-quartz.

La microsonde nous a permis de mettre en évidence, au sein du pyroxène jadéitique, des exsudations de quartz invisibles au microscope. Les analyses de jadéite, glaucophane, chlorite et mica blanc sont reportées dans les tableaux 3, 8, 5 et 10. Le pyroxène jadéitique renferme environ 60% de jadéite, 37% d'aégyrine et 3% de diopside.

L'achantillon Gj 13 est donc le résultat de deux métamorphismes successifs:

- Métamorphisme donnant la paragenèse pyroxène jadéitique + quartz + glaucophane, à partir de pyroxènes et d'amphiboles magmatiques,
- Rétromorphose partielle du glaucophane en chlorite et apparition de paragonite.

Les teneurs exceptionnellement élevées en SiO_2 (60,01%) et en Na_2O (8,90%) de la roche ont permis l'apparition de pyroxène jadéitique et conditionnent réellement l'existence de ce pyroxène. En ce qui concerne le degré de métamorphisme ayant donné naissance à ce pyroxène (cf. p l'équilibre albite + oxydes de fer \rightleftharpoons jadéite aégyrinique + quartz se situe expérimentalement vers 10 kb pour 400° C (POPP et GILBERT - 1972). Le pyroxène de cette roche étant $\text{jd}_{60} \text{ aeg}_{37} \text{ di}_3$, on peut estimer que ses

conditions d'équilibre sont intermédiaires entre celles de la jadéite pure et celles du pyroxène $jd_{50} aeg_{50}$, mais plus proches de ce dernier. La limite supérieure de stabilité de la paragonite se situant entre 500 et 600°C pour une pression de 2 à 6 kb, nous pouvons affirmer que le second métamorphisme ayant affecté cette roche est intermédiaire entre les types Schistes Verts et Schistes Verts à glaucophane.

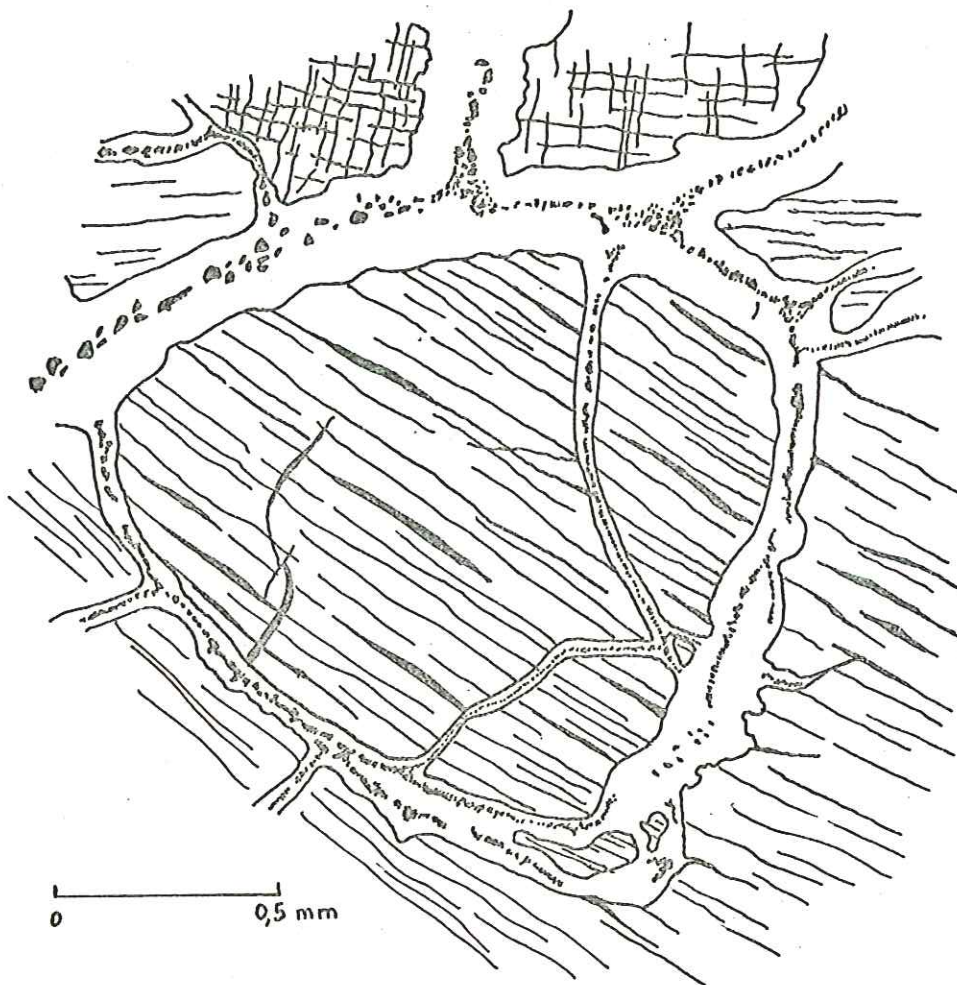


Fig 47 - Pyroxène jadéitique d'un faciès de bordure du Clapey (éch. Gj 13) avec cassures à albite et hématite.

Gj 69. Les schistes noirs qui moulent la masse de roche verte du Clapey n'apparaissent que sporadiquement sur la paroi est de celui-ci. Ils sont alors en placage contre la roche verte de type Gj 69. (x: 949 - y: 83 - z: 2560 m).

Macroscopiquement, c'est une roche sombre, non schisteuse, très chloriteuse, à petites aiguilles de tourmaline et mouchetures de pyrite.

Au microscope, l'aspect est très confus et les minéraux sont petits. Plusieurs types de plages sont distinguables:

-Plages claires dont la forme évoque de grandes gerbes de glaucophane. Elles sont composées de petites fibres d'actinote parallèles au bord de la

plage et donc disposées en éventail, d'albite en petits cristaux non maclés et de chlorite magnésienne xénomorphe (fig.48). Ces plages ont très probablement pour origine une amphibole bleue de même taille et de même type que celle du faciès de bordure Gj 13.

Plages à micas blancs et sphène (fig.48). Les cristaux de micas blancs sont petits et parallèles entre eux dans une même plage. Le sphène y est abondant, en minuscules cristaux automorphe. La tourmaline automorphe y est plus ou moins fréquente; elle constitue parfois de véritables agrégats.

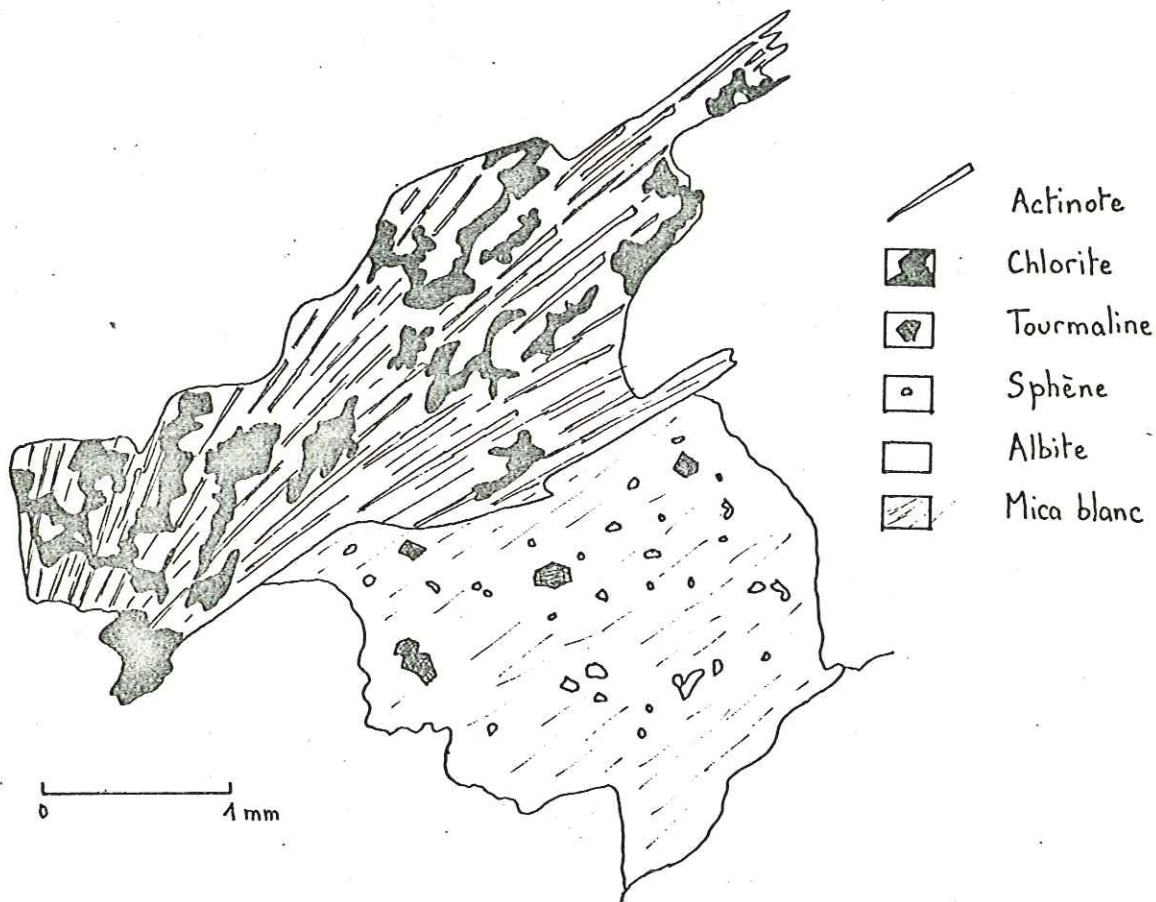


Fig 48 - Plage à chlorite, actinote, albite (Pseudomorphose de glaucophane) et plage à tourmaline, sphène, mica blanc dans un faciès de bordure du Clapey (éch. Gj 69)

- Plages sombres, piquetées d'oxydes, de forme grossière rectangulaire ou ovoïde (photo n°11). Le coeur est souvent plus clair, constitué d'albite à inclusions de pistachite et oxydes. La périphérie des plages est sombre, criblée de grains de sphène, d'oxydes et d'hématite quelquefois alignés, ce qui évoque le remplissage des cassures de la jadéite du faciès Gj 13. Cette hypothèse se trouve confirmée par la présence sporadique de petits débris d'un pyroxène jadéitique. Les grains d'hématite présents sont alors tous alignés, dessinant les anciennes cassures du pyroxène. Les grains d'hématite contournent les rares plages d'albite, ceci nous amène au quatrième type de plage.

- Plages à albite et/ou calcite avec sphène et tourmaline (photo n° 11) Elles se distinguent par leur aspect limpide, frais. L'albite se présente

en gros cristaux maclés dépourvus d'inclusions, et cristallise de préférence à la périphérie des plages, c'est-à-dire au contact avec les anciens pyroxènes jadéitiques. Elle a aussi poussé en intercroissance avec la calcite. Ces plages sont de taille variable: 1/2 mm à 6 mm. Quelquefois, un gros grain d'hématite est entouré d'une albite très limpide, de forme globulaire, ceci se produit de préférence au coeur des anciennes jadéites. La tourmaline est toujours zonée. Ce dernier type de plage renferme aussi de gros cristaux de pistachite et/ou de zoïsite automorphe, ainsi que quelques cristaux de quartz à extinction roulante.

Lorsque les observations faites ci-dessus sont rassemblées (photos n° 11 , 12) les rapports entre les différents minéraux sont un peu plus évidents, bien qu'encore assez complexes.

Nous pouvons invoquer pour ce faciès probablement très albitique à l'origine (cf. p. 223) la succession d'événements suivante:

- Spilitisation (1) ayant pour conséquence la déstabilisation des feldspaths (cf. arguments géochimiques p. 165); la couronne albitique des anciens plagioclases serait le témoin du début de leur déstabilisation.

- Métamorphisme de haute pression produisant la formation de glaucophane, jadéite, quartz. Les implications paléogéographiques de cette phase de métamorphisme seront abordées p. 103 et 238.

- Métamorphisme de faciès intermédiaire entre Schistes Verts et Schistes Verts à glaucophane

Glaucophane \longrightarrow albite + actinote + chlorite

Jadéite + quartz \longrightarrow albite + hématite

Minéraux divers \longrightarrow mica blanc et épidote

- Toujours dans des conditions de faciès Schistes Verts, mais avec action possible de fluides, cristallisation de tourmaline (?) puis calcite et albite maclée. (La tourmaline est peut-être contemporaine du glaucophane; c'est ce que LOUBAT semble avoir observé).

Ainsi, bien que moins siliceuse (54,84% de SiO_2) que le faciès Gj 13, cette roche a permis l'apparition de pyroxène jadéitique lors d'un métamorphisme précoce, grâce à sa teneur en Na_2O élevée (8,38%).

b) Conclusions sur les faciès de bordure du Clapey

. Le magmatisme

L'étude pétrographique des faciès de bordure ne permet pas de donner de précision sur le magma initial, puisqu'ils ne renferment aucun minéral relique. D'autre part, la forte teneur en Na_2O de ces faciès pose un problème qui sera développé dans la conclusion générale.

. Le métamorphisme

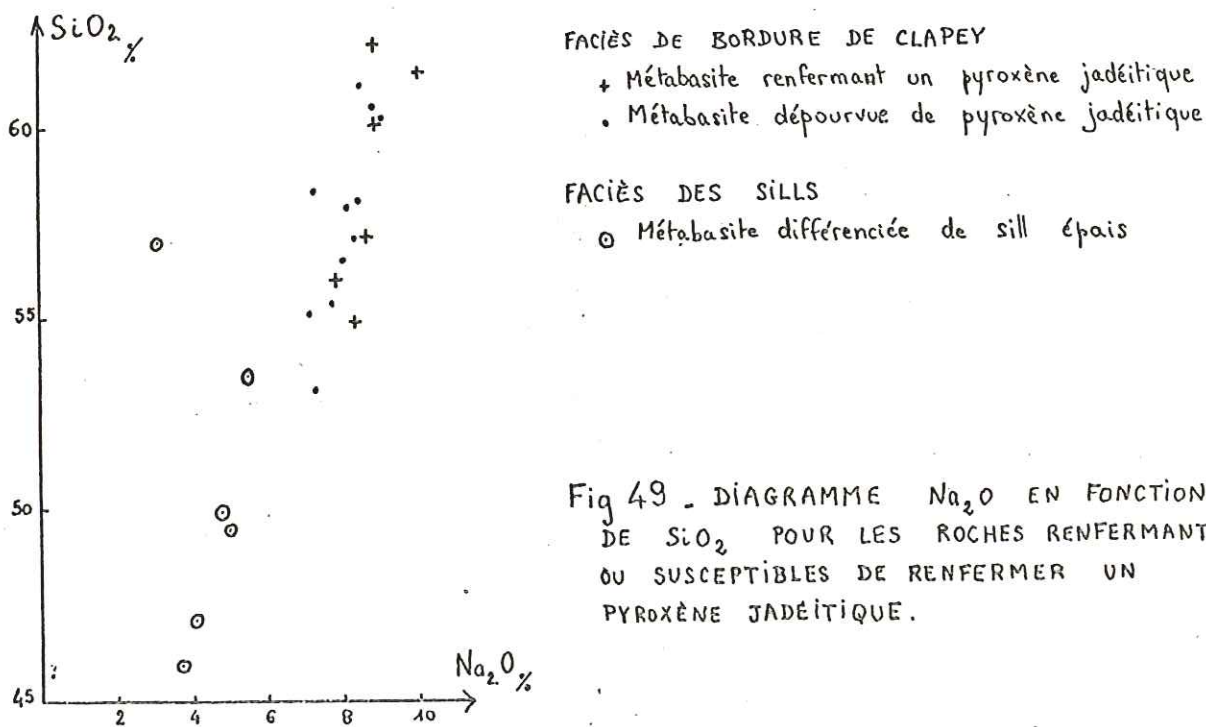
Deux paragenèses se distinguent: la première de hautes pressions, qui a permis l'apparition de jadéite, quartz et glaucophane, la seconde de degré moindre (Schistes Verts à Schistes Verts à glaucophane) et de degré légèrement décroissant dans le temps. Une paragenèse antérieure, de type spilitique, est très probable, bien que l'on ait peu de preuves de son existence

(1) Le terme spilitisation est pris ici dans le sens d'une transformation tardi ou post magmatique de la lave sous l'action de fluides.

4 - Le métamorphisme de haute pression du Clapey: une originalité pétrographique du Versoyen.

Le premier métamorphisme régional ayant affecté le Clapey a été qualifié de métamorphisme HP, surtout du fait de la présence de jadéite dans ces roches. Mais le métamorphisme est-il vraiment différent de celui des sills ?

Tout d'abord, les roches du Clapey renfermant du pyroxène jadéitique ont-elles même composition chimique que les roches constituant les sills ? Il semble que les deux éléments qui conditionnent principalement l'apparition du pyroxène jadéitique, à savoir Na et Si, ne soient pas en quantités équivalentes dans ces deux groupes de roches (fig.49). Donc, si l'on considère les teneurs en Si et Na des roches du Clapey à pyroxène jadéitique et des roches à sills les plus susceptibles de renfermer ce minéral, c'est-à-dire les faciès différenciés, on s'aperçoit que l'absence de ce pyroxène métamorphique dans les sills ne constitue pas la preuve que ceux-ci n'ont pas subi de métamorphisme HP. Nous ne pouvons faire le même raisonnement avec l'omphacite, puisque nous ne possédons aucune donnée chimique sur les roches renfermant ce minéral.



La faible teneur en $\text{H}_2\text{O}+$ (mode à 1,25% sur l'histogramme de fréquence p.126) des roches de Clapey a pu permettre l'apparition de pyroxène métamorphique, minéral anhydre, alors que les fortes teneurs en $\text{H}_2\text{O}+$ des sills (mode à 2,30% sur l'histogramme de fréquence p.124), même si ceux-ci ont subi un métamorphisme HP, ont favorisé la formation de minéraux de métamorphisme hydratés, tels que chlorite et amphibole; le pyroxène métamorphique, quel qu'il soit, n'a pu se former dans de telles conditions.

Mais si le massif du Clapey et les sills appartiennent au même cortège, comment expliquer ces grandes variations des teneurs en eau ? Nous pensons que c'est justement le métamorphisme HP subi par les métabasites de Clapey qui est responsable de la déshydratation de ces roches, et nous sommes amenés à supposer que le massif de Clapey n'appartient pas au même cortège volcanique que les sills.

5 - Conclusions sur les metabasites de Clapey

L'étude qui précède apporte deux faits nouveaux, qui confirment les données de terrain en ce qui concerne la distinction entre massif du Clapey et ensemble des sills du Versoyen. Tout d'abord, la mise en évidence de faciès à caractères cumulatifs situés à la base de la masse laisse supposer que le Clapey est en position structurale normale, contrairement à l'ensemble des sills du Versoyen qui est en position inverse. D'autre part, l'existence d'une phase de métamorphisme de haute pression à jadéite ou omphacite est un caractère propre au Clapey. Pour nous, le massif du Clapey se distingue pétrographiquement et structuralement des metabasites de sills. Ces résultats sont radicalement opposés à ceux de LOUBAT (1968) qui voyait dans Clapey le coeur d'une intrusion en cèdre, les sills étant les branches du cèdre.

La rétro-morphose sous le faciès Schistes Verts est un caractère commun aux roches du Clapey et aux sills. S'agit-il d'une unique phase métamorphique ayant affecté les roches du Clapey et les sills dans la région du Versoyen, c'est-à-dire tardivement, ou bien de deux phases distinctes dans le temps et dans l'espace dont l'une aurait affecté le Clapey antérieurement à sa mise en place tectonique dans la série des sills prasinitiques, et l'autre les sills avant l'intrusion du Clapey ? La première hypothèse est la plus probable, tant les caractères du métamorphisme Schistes Verts des deux ensembles sont voisins.

Dans ce schéma, la présence de glaucophane dans les roches du Clapey s'explique par une phase métamorphique de haute pression, sans qu'il soit nécessaire d'y voir, comme H. LOUBAT, le résultat d'une genèse primaire, par "autoaltération de la roche éruptive dans ses phases ultimes de différenciation et de refroidissement".

V - LES SCHISTES NOIRS

L'étude des schistes noirs, que ce soit ceux entourant le massif du Clapey ou ceux intercalés entre les sills est intéressante sur le plan minéralogique et structural. Le massif de Clapey ayant subi des phénomènes métamorphiques différents de ceux de tout l'ensemble du Versoyen, il est logique d'essayer de distinguer les schistes inter-sills des schistes directement en contact avec le Clapey et moulant celui-ci.

1 - Les schistes noirs situés entre les sills

a) Description

Deux faciès sont particulièrement intéressants:

Fd 3. Cet échantillon provient du niveau de schistes noirs situé au-dessus de la grosse lentille de serpentinite du Miravidi. Il a été prélevé à 1,50 m environ au-dessus du contact schistes-serpentinite (x: 949,08 - y: 88,97 - z: 3033 m - Bourg Saint Maurice n° 4). Ces schistes s'enrichissent en éléments de metabasites vers le haut, et l'on passe ainsi à la "brèche du Miravidi" qui sera décrite dans ce chapitre p.

Macroscopiquement, c'est une roche noire très schisteuse, présentant une alternance de lits blancs quartzfeldspathiques de 3 à 4 mm d'épaisseur et de lits noirs de 5 mm, le contact entre les deux types de lits est net.

Au microscope, la roche apparaît nettement schisteuse et microplissée. La schistosité est marquée par des lits très fins constitués de petites granules opaques, de fibres de mica blanc et de ce mica particulier décrit p.58 ferrimuscovite ou biotite. On n'observe pas véritablement

de "strain slip". L'albite cristallise parfois au milieu des lits sombres et se surimpose à ceux-ci sans en perturber l'ordonnance. Elle est certainement posttectonique. (fig. 50)

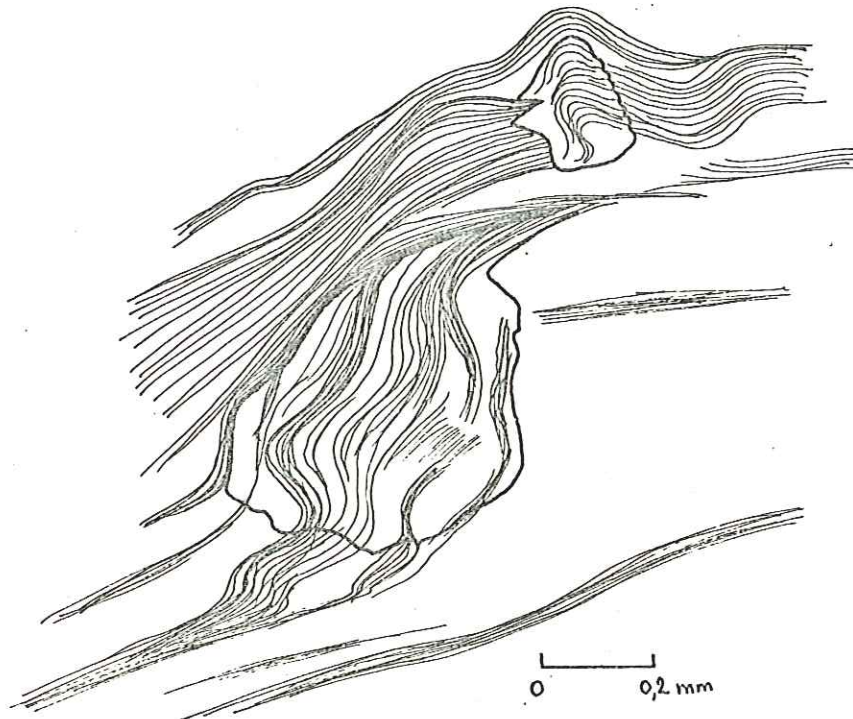


Fig 50 - cristaux d'albite posttectoniques
dans un schiste noir (éch. Fd 3)

Les lits clairs sont constitués d'albite, calcite, quartz, chlorite ferrifère et mica blanc d'orientation quelconque par rapport aux micas formant les lits schisteux. La chlorite a tendance à former des plages contre lesquelles les lits sombres se moulent; elle pseudomorphose certainement un minéral dont il est difficile de préciser la nature. On y reconnaît parfois de vagues formes blanchâtres (photo n°13). LOUBAT (1968) attribue ces formes à des vestiges d'andalousite (?) ou de chloritoïde. Le problème paraît difficile à trancher. Des minéraux précoces ont été tournés et pliés par la schistosité S₂. Ils sont maintenant occupés par la chlorite ferrifère, l'albite et le quartz, et peut-être la pinite. Il pourrait alors s'agir d'une ancienne cordiérite (?), mais il faut rester très prudent quant à cette détermination (fig 51)

De gros grains de sphène souvent leucoxénisés sont moulés par les lits sombres. On remarque de fréquentes ombres de pression de part et d'autre des minéraux moulés par les lits, que ce soit du sphène ou des plages de chlorite (fig. 52). Ces ombres de pression sont constituées d'albite, mica blanc, et plus rarement quartz.

De minces filonnets de calcite parcourent la roche parallèlement à la schistosité.

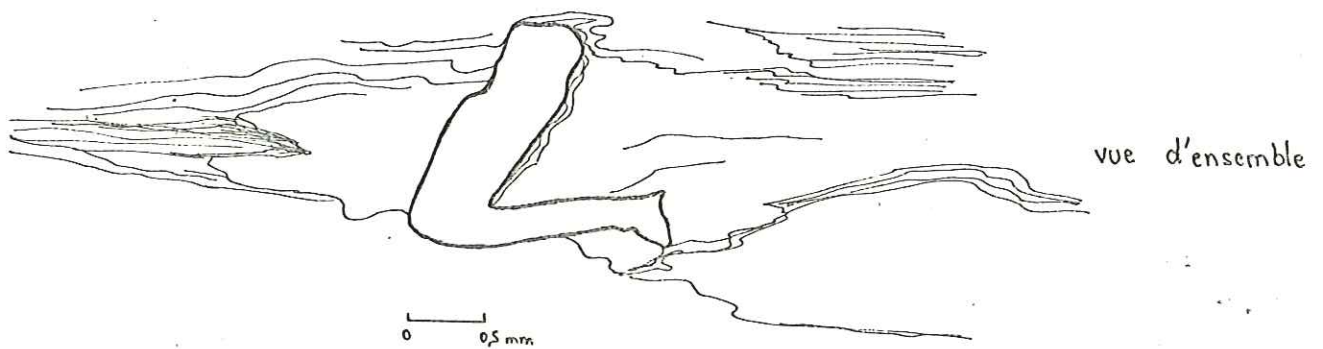
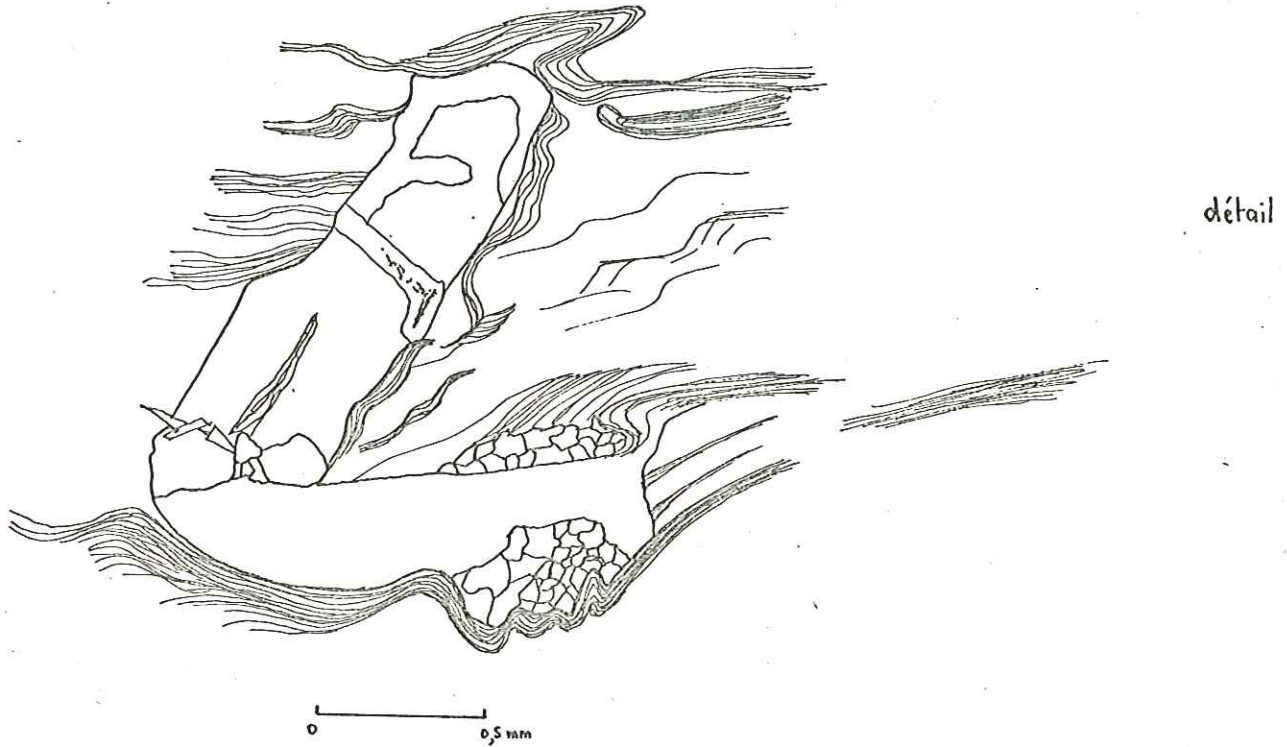


Fig 51 . Minéral précoce (cordiérite ?) tourné et plié par la schistosité S_2 . Il est maintenant pseudomorphosé en chlorite (schiste noir Fd 3)

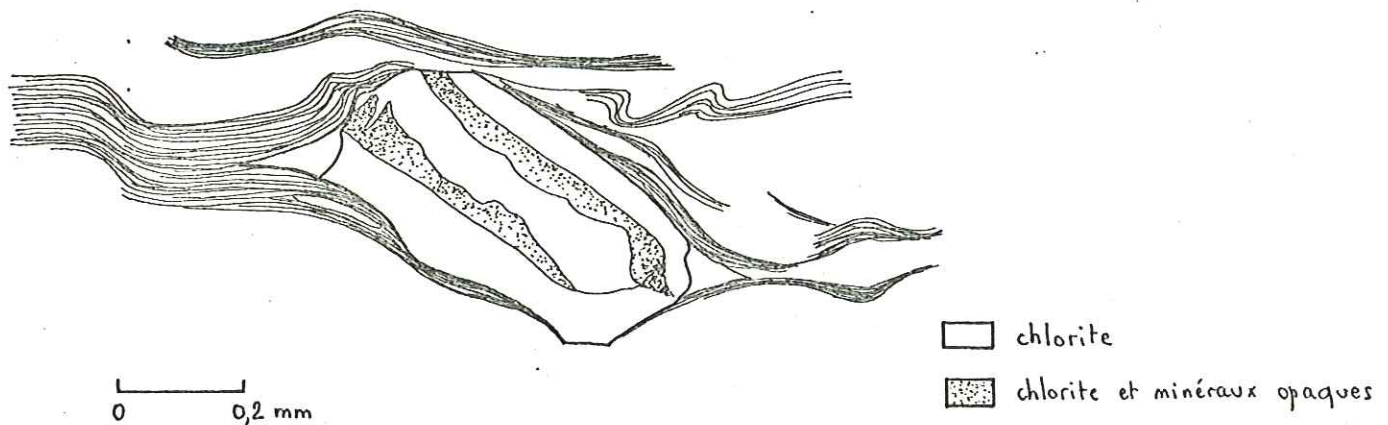


Fig 52 . Plage de chlorite ^{tournée} pseudomorphosant un minéral indéterminable avec ombres de pression à albite, quartz, mica blanc dans un schiste noir (éch. Fd 3)

Cl 29. Cette roche provient d'une passée de schistes noirs située entre deux sills sur une petite route forestière voisine du hameau des Tigny, (x: 946,10 - y: 81,36 - z: 1500 - Bourg Saint Maurice n° 4).

Comme toutes les roches de ce type, il s'agit d'un faciès schisteux, noir plus ou moins bleuté, brillante, à lits très fins et à plans de schistosité rugueux, irréguliers.

Au microscope, il présente les mêmes caractères que Fd 3: schistosité marquée par des matériaux opaques, mica blanc et mica brun (ferri-muscovite ou biotite), chlorite tournée pseudomorphosant des minéraux indéterminables avec ombres de pression à albite et mica blanc d'orientation quelconque (fig. 53)

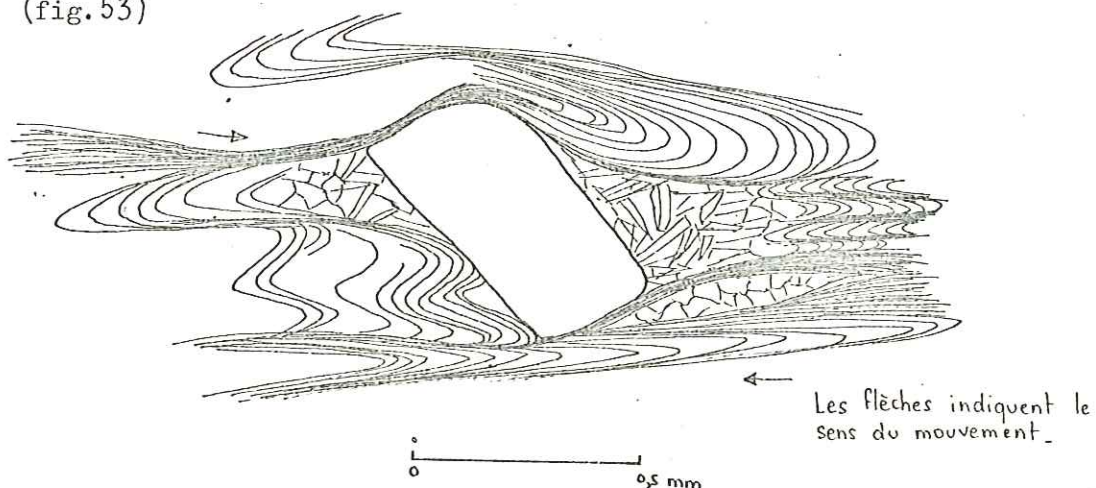


Fig 53 - Minéral précoce pseudomorphosé en chlorite, tourné, avec ombres de pression à albite et mica blanc, dans schiste noir (éch. Cl 29)

De plus, le strain slip est bien développé: c'est la manifestation d'une schistosité S_2 reprenant la schistosité S_1 (ou stratification S_0). Ce schiste présente un débit en petites amandes dissymétriques délimitées par la schistosité principale S_2 et par une "schistosité" annexe S'_2 . A l'intérieur des amandes se retrouve la schistosité S_1 reprise par S_2 (fig. 54)

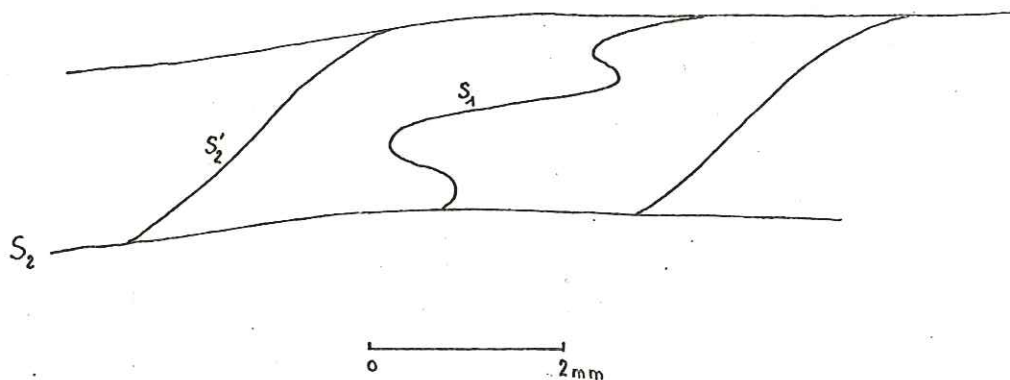
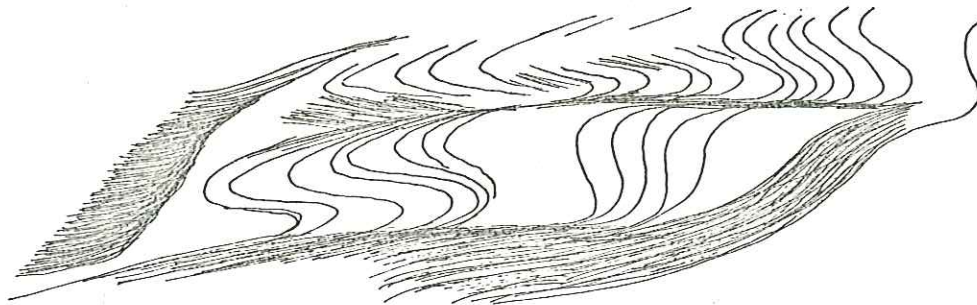


Fig 54 . Schistosité S_1 reprise par une schistosité principale S_2 et sa schistosité "annexe" S'_2 produisant un débit en amandes (CL 29)

b) Interprétation : genèse des schistes noirs situés entre les sills

L'histoire suivante peut être proposée pour les faciès de schistes noirs de la zone du Versoyen:

- . dépôt de pélites, avec stratification S_0
- . métamorphisme thermique probablement contemporain de la mise en place des sills, les deux phénomènes ayant la même origine (flux thermique important) et conduisant à la formation possible d'andalousite (?) et/ou de cordiérite (?) dans les pélites, mais rien n'est certain étant donné que l'existence de ces minéraux n'a pu être formellement prouvée; cependant il reste certain qu'un minéral s'est formé au cours de ce métamorphisme.
- . cristallo-genèse orientée due à une augmentation de la pression.
 - cristallisation de micas blancs et biotite (ou ferrimuscovite) définissant S_1 , et transposition probable de S_0 en S_1 .
 - microplissement de S_1 , de type strain-slip, sans cristallisation; apparition de S_2 , plans de glissement principaux et de S'_2 , plans de glissements annexes, et formation à échelle millimétrique d'amandes dissymétriques. Au cours de la phase 2, les minéraux les premiers formés, tels que andalousite(?)

et cordiérite (?) ou tout autre sont tournés, avec formation d'ombres de pression à quartz, albite et désorientation de la muscovite dans ces zones. Il y a rétro-morphose de ces premiers minéraux en chlorite en même temps que l'albite cristallise; la perméabilité de ces roches permet l'accumulation des solutions sodiques dans les zones de distension.

Il faut bien voir que tous ces phénomènes sont progressifs et enchainés.

L'ordre d'apparition des différents plans de glissement est schématisé sur la figure 55 .

2 - Les schistes noirs de Clapey

La plupart des schistes noirs situés au contact avec la masse de Clapey ne présentent pas de différence notable avec les schistes noirs intersills; nous ne détaillerons donc pas leur description. Néanmoins l'échantillon Gj 35 présente quelques particularités.

Il provient des schistes noirs ceinturant le massif de Clapey, à la base de celui-ci, au niveau d'un petit canal abandonné (x: 949,38 - y: 83,82 - z: 2155 m). Il a été prélevé à environ un mètre sous le contact, ici contact stratigraphique certain, avec la roche verte franche, qui présente ici de beaux phénomènes de rubanement.

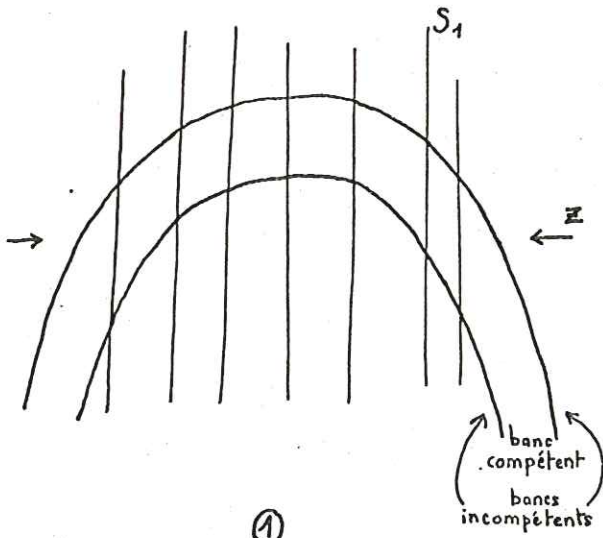
C'est une roche noire à plans de schistosité rugueux. En coupe perpendiculaire à la schistosité, seuls des minéraux blancs de taille inférieure à 1/2 mm sont distincts dans un fond gris foncé finement lité.

Au microscope, la nature des lits noirs phylliteux est mal déterminable, mais très semblable à celle des schistes noirs intersills. Ces lits sont onduleux et dessinent des amandes occupées par une chlorite ferrifère et dont les ombres de pression sont à quartz, albite et mica blanc. Ces mêmes chlorites se disposent également selon la schistosité. Ce schiste renferme de nombreux xénoblastes d'albite à inclusions de minéraux opaques disposés parallèlement à la schistosité. Les cristaux de quartz se groupent en petits agrégats à contours polygonaux et sont parfois associés au mica blanc. On note également des cristaux de sphène altérés en leucoxène automorphe ou non, de petits grenats frais et automorphes et de la tourmaline en sections parallèles à la schistosité. Il est difficile de se faire une idée précise de la chronologie relative d'apparition des différents minéraux. Albite et chlorite semblent contemporains et assez tardifs. Le grenat, automorphe, dépourvu d'inclusions, pourrait être précoce? Nous savons que les faciès diabasiques de la bordure de Clapey se caractérisent par la présence de jadéite, la présence de grenats dans le schiste Gj 35 constituerait-elle ici le témoin du métamorphisme de haute pression? Rien n'est moins sûr, car ce grenat, avec ses 40% d'almandin, 45% de spessartine et 15% de grossulaire environ, n'est pas caractéristique d'un tel métamorphisme (WINCKLER - 1973).

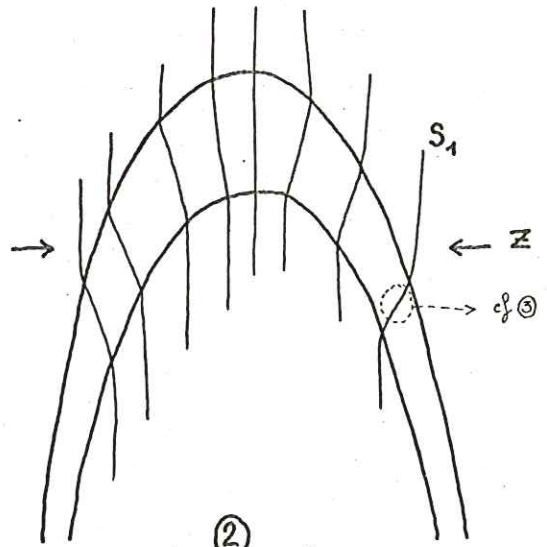
Deux hypothèses se présentent alors:

1 La présence de grenat est due à une élévation de températures dans les pelites à la suite de la mise en place des metabasites de Clapey. Mais alors ceci suppose la liaison étroite schistes noirs - metabasites et n'explique pas pourquoi les pelites ne portent pas la trace du métamorphisme de haute pression.

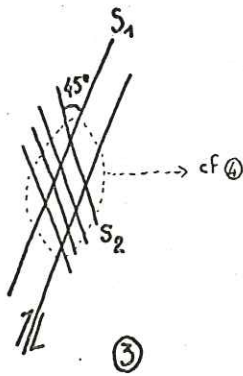
2 L'apparition du grenat est due au métamorphisme des faciès Schistes Verts. Le grenat de Gj 35 est particulièrement riche en MnO (16%), ce qui s'explique par la teneur en MnO de la roche hôte (0,52%); tous les schistes du Versoyen ayant une teneur en MnO inférieure à 0,5%, il est normal que le grenat ne soit apparu que dans ce faciès schisteux. Mais d'où provient cette teneur relativement forte en MnO? Cet élément est particulièrement mobile au cours de phénomènes hydrothermaux, et se déplace de la roche volcanique vers



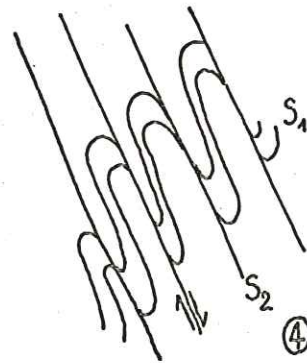
① Plissement avec apparition d'une schistosité de plan axial S_1 .



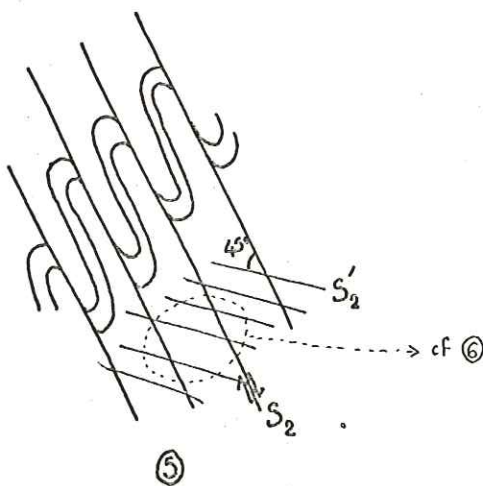
② Réfraction de la schistosité S_1 dans les bancs compétents.



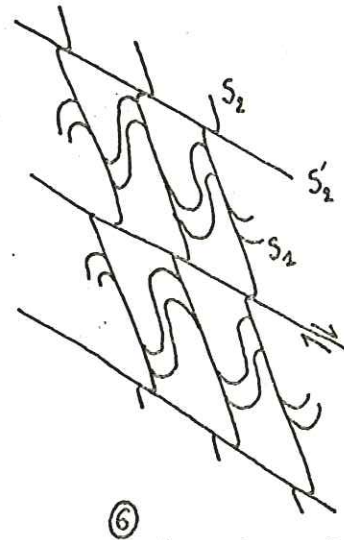
③ Les plans S_1 deviennent ainsi plans de glissement. Apparition d'une schistosité S_2 ...



④ ... qui replisse S_1 .



⑤ Les plans S_2 sont également des plans de glissement. Apparition de plans S_2' ...



⑥ ... qui, avec les plans S_2 , délimitent des amandes dissymétriques (fig 54)

Fig 55 - INTERPRÉTATION SCHEMATIQUE DE LA CHRONOLOGIE RELATIVE DES DIFFÉRENTS PLANS DE GLISSEMENT.

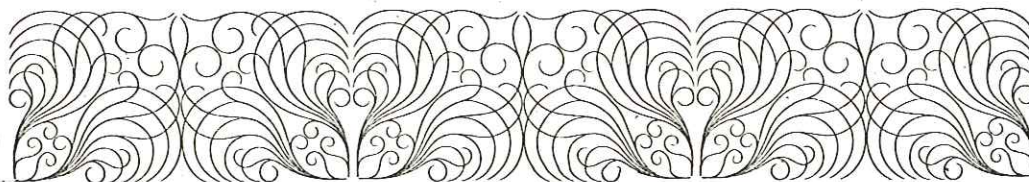
le sédiment encaissant. On peut donc envisager qu'après la mise en place de la grosse masse du Clapey, et au cours des phénomènes hydrothermaux qui ont suivi (lors de la spilitisation, (cf. p.189), un enrichissement local en MnO de la roche verte ait permis la migration et l'accumulation de cet élément au sein de certains schistes. Cette seconde hypothèse est beaucoup plus plausible .

3 - Conclusions

En résumé, la seule différence notée entre les schistes inter-sills et les schistes du Clapey est la présence de grenat dans l'un des schistes du Clapey.

Seule, la richesse en MnO de la roche semble responsable de cela.

Après l'étude des metabasites et des schistes du Versoyen, voyons rapidement comment se fait la transition entre les deux faciès.



VI - LE PASSAGE SCHISTES NOIRS - ROCHES VERTES

Sur la bordure des sills, la transition schiste noir - roche verte peut se faire de deux façons: soit progressivement, soit brutalement par l'apparition d'un liseré blanc, et ceci à la base comme au sommet du sill. L'un et l'autre se rencontrent aussi fréquemment dans le Ver-soyen.

1 - Passage progressif

Un bon exemple est fourni par une coupe dans le haut vallon de Beaupré. A la base d'un sill de 7 à 8 m de puissance, s'observent tous les intermédiaires entre les schistes noirs francs et la metabasite classique, ceci sur 2 m de haut environ. Il s'agit des échantillons Hg 16 à Hg 21 (x: 950,43 - y: 87,10 - z: 2698 m environ ; localisation sur fig.33a)

Macroscopiquement on observe la succession suivante, de bas en haut, c'est-à-dire du schiste vers la roche verte, donc au toit du sill puisque la série est renversée:

- Roche schisteuse, noire, brillante, à lits phylliteux très fins; le plan de schistosité est lisse et aucun minéral n'est distinguable (Hg 16).
- Roche schisteuse noire, à feldspaths allongés en forme d'amandes atteignant 4 mm de long (Hg 17).
- Roche mésocrate à phyllites gris noir entourant des amandes constituées de feldspath et de chlorite, amandes pouvant atteindre 5 mm de long (Hg 18).
- Roche grise, orientée, mais nettement moins schisteuse que les précédentes. On y note de nombreux feldspaths millimétriques (Hg 19).
- Roche claire, massive, à rares aiguilles de chlorite de directions variées dans un fond très fin gris ou blanc (Hg 20).
- Roche gris-vert clair, massive, à feldspath et chlorite de petite taille (inférieure à 1 mm). Il s'agit d'une prasinite courante de sill.

Au microscope les différentes structures apparaissent très bien.

- Hg 16 . Schiste classique de type Cl 29 ou Fd 3 (cf. p.103) S₂ est mal marquée.
- Hg 17 . Les lits phylliteux sont moins nombreux, plus espacés, et délimitent des amandes symétriques donnant à la roche un aspect noduleux.
- Hg 18 . L'aspect noduleux est davantage accentué, les phyllites limitant les amandes constituent des lits très minces (1/10 mm) et discontinus.

Minéralogiquement, le passage schiste noir - roche verte se traduit par un appauvrissement en minéraux phylliteux et opaques, un enrichissement en albite, calcite, épidote, actinote, ce qui confirme les variations de chimisme observées. En effet, de Hg 16 à Hg 21, il y a décroissance de SiO₂ et K₂O alors que les teneurs en CaO et Na₂O augmentent.

Ainsi le passage progressif d'un schiste noir à une roche verte de sill peut-il se contrôler et se suivre structuralement, chimiquement et minéralogiquement.

2 - Passage brutal entre schiste noir et roche verte

Au contact schiste-sill, on observe fréquemment un niveau clair de 2 à 40 cm de puissance, mais plus couramment de 10 cm, aussi bien au toit qu'au mur du sill. Ce liseré blanc a été longuement décrit et interprété par LOUBAT (1968). L'échantillon Fe 4 présente une composition minéralogique d'épidotite (épidote + albite + quartz) mais à structure un peu particulière, d'où son intérêt.

Il a été prélevé au contact entre les schistes noirs formant la matrice de la brèche du Miravidi et un sill sous-jacent, au Sud du signal du Miravidi (x: 949,08 - y: 88,97 - z: 3020 m; Bourg Saint Maurice 4)

Le passage schistes - roches vertes est souligné par un niveau rubané, clair de 1,50 m environ (fig. 56).

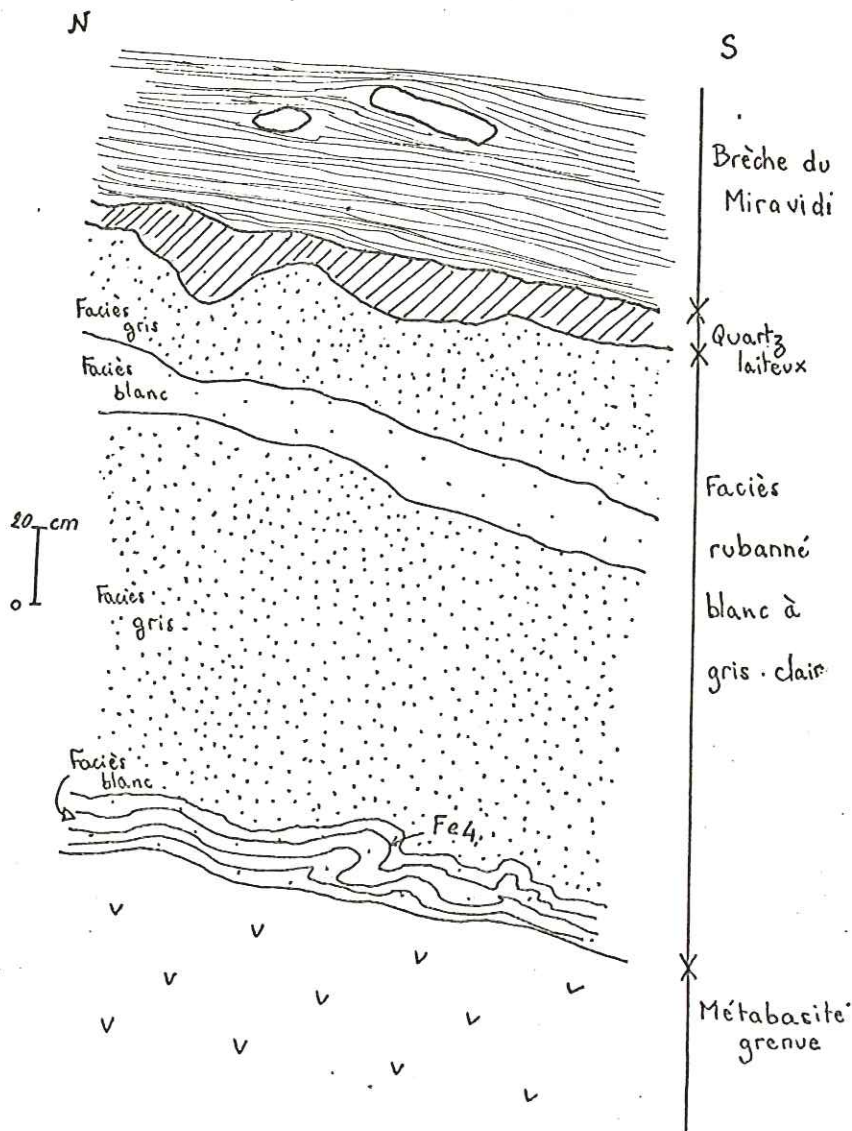


Fig 56 - CONTACT BRÈCHE DU MIRAVIDI -
SILL DE MÉTABASITE PAR L'INTERMÉ-
DIAIRE D'UN LISERÉ BLANC.
LOCALISATION DE L'ECHANTILLON Fe 4

Macroscopiquement, c'est une roche légèrement schisteuse, claire, à grain millimétrique d'albite et de chlorite et petits lits (2 mm d'épaisseur) quartzofeldspathiques très plissés. A l'affleurement, ce niveau est tellement microplissé qu'il a l'aspect d'un plat de spaghettis.

Dans cette roche orientée à grain fin, on distingue nettement au microscope en lumière naturelle, la forme de phénocristaux complètement pseudomorphosés en albite et clinozoïsite. Ce sont des prismes trapus le plus souvent parallèles à l'orientation de la roche. L'épidote a tendance à se disposer à la périphérie du cristal fantôme, albite et quartz constituant l'intérieur. Ces trois minéraux se présentent en tout petits cristaux xénomorphes. De petites baguettes de chlorites ferrifère et magnésienne constituent des lits discontinus délimitant des zones à quartz et albite ayant de

vagues formes d'amandes. Quelques grains d'opacités libèrent du Fe sous forme d'une auréole de couleur rouille. Les microplis observés à l'affleurement se distinguent parfaitement en lame mince, il s'agit d'une alternance de lits à dominante chloriteuse, quartzique ou albite-épidotique fortement plissée, donnant à l'ensemble une allure de champignon.

Ainsi le liseré blanc correspond à une concentration de grains d'albite, épidote, quartz et, en plus faible quantité, de chlorite. LOUBAT y signale aussi de rares cristaux de sphène, calcite et tourmaline.

3 - Conclusions

Pour cet auteur, la présence du liseré blanc serait due à la cristallisation aux épontes des sills des derniers jus de différenciation. Comment expliquer alors que les adinoles se rencontrent indépendamment au toit et au mur des sills, parties qui se solidifient en premier lieu, immédiatement après l'intrusion.

De plus, sur le terrain, les faciès différenciés situés à la base des sills se présentent sous forme de bouffées dans la métadolérite classique; le contact entre la metabasite et les schistes noirs est situé nettement dessous, et est marqué, ou non, par un liseré blanc.

L'étude géochimique (p.) apportera une nouvelle hypothèse expliquant la formation des adinoles; mais, dès à présent, nous pouvons exclure une origine magmatique pour ces roches.

VII - LA ROCHE VERTE A ENCLAVES SEDIMENTAIRES ET LES ENCLAVES SEDIMENTAIRES

Ces roches sont limitées à une bande de terrain à l'Est de la région du Versoyen, et, en particulier, sur le versant italien des Aiguilles de l'Hermitte et la bordure est du massif de Clapey.

1 - La roche verte à enclaves sédimentaires

Le 25. Cet échantillon provient du niveau © de la coupe du point coté 2849 m (fig. 5, x: 32,75 - y: 63,25 - z: 2790 m; La Thuile).

Macroscopiquement, c'est une roche gris-vert, très légèrement schisteuse, renfermant albite, calcite et chlorite.

Au microscope, la schistosité n'apparaît pas. La calcite, en gros cristaux xénomorphes à macles parfois tordues, prédomine. Elle se présente aussi en cristaux aux contours arrondis dispersés dans une grande plage d'albite. Le mica blanc constitue de fines inclusions dans la calcite, mais surtout, associé à des granules d'albite; il forme le fond de la roche. La chlorite magnésienne, automorphe, se situe de préférence dans les zones à albite et mica blanc. Notons la présence de petits cristaux de sphène altérés surtout abondants dans l'albite.

L'abondance de calcite et la forte teneur en CaO (23,27%) sont les preuves de la contamination de cette roche verte par les enclaves carbonatées. Par ailleurs, sa forte teneur en K₂O (1,98%) par rapport à celles, habituelles, des prasinites (0,05%), a permis, lors du métamorphisme Schistes Verts, l'apparition de mica blanc.

If 10. provient très certainement du versant italien de l'Hermitte; il fait partie d'une petite moraine située au pied des Aiguilles, côté italien (x: 32,90 - y: 62,70 - z: 2618 m).

Macroscopiquement, ce faciès est gris-vert pâle, à pas-

sées plus blanches, massives, à nombreuses aiguilles de tourmaline pouvant atteindre 1 cm de long.

Au microscope, la tourmaline (environ 20%) se présente en grosses plages subautomorphes zonées avec, surtout dans la partie centrale du minéral, de nombreuses inclusions d'actinote, albite et calcite. Cette tourmaline est parcourue de filonnets de calcite très altérés. Clinozoïsite (environ 25%), calcite (25%) et quartz (20%) forment de gros cristaux pouvant atteindre 1 cm de long. Une amphibole de la série actinote - trémolite cristallise en petites baguettes.

L'abondance de tourmaline et la grande taille des cristaux de ce faciès évoque l'aspect d'une pegmatite. L'abondance des minéraux carbonatés traduit la contamination de la roche verte par les sédiments voisins.

2 - Les enclaves sédimentaires

Elles sont de taille très variable : 5 cm à 3 m de diamètre. Elles sont de deux types: il s'agit soit d'anciens calcaires, actuellement constitués de calcite et renfermant parfois un peu d'albite, soit de conglomérats à éléments carbonatés clairs à la patine, et gris foncé à la cassure fraîche, à matrice d'aspect plus ou moins scoriacé en surface. Ils ont donc une composition très classique et n'offre pas grand intérêt. Nous ne nous étendrons pas spécialement là-dessus.

3 - Conclusions sur les roches vertes à enclaves sédimentaires

A proximité des enclaves carbonatées, les diabases s'enrichissent en calcite, clinozoïsite, tourmaline et/ou micas blancs. LOUBAT (1968) y signale aussi la présence de grenat.

En accord avec LOUBAT, nous pensons que la structure conglomératique grossière préexistait à l'intrusion volcanique, comme nous l'avons vu p. 9, l'association roche volcanique - conglomérat calcaire se serait réalisée à une certaine profondeur au sein des sédiments, et aurait perturbé l'ordonnance de ceux-ci.

Ce schéma correspond bien à la position actuelle du conglomérat et des enclaves carbonatées au-dessus des sills, puisque l'ensemble est en position structurale inverse. Mais si, comme l'étude pétrographique permet de le supposer, le massif de Clapey est en position normale, comment expliquer la présence d'enclaves sédimentaires carbonatées dans la partie haute de celui-ci?

La question se pose alors de savoir si le conglomérat enclavé par les roches vertes de Clapey et celui enclavé par les sills de la bordure est du Versoyen (Aiguilles de l'Hermitte et Pointe des Glaciers essentiellement) appartiennent à la même unité tectonique. Il convient de bien préciser le type d'enclaves carbonatées, et le type de roches dans lequel se situent ces enclaves.

1) Dans les metabasites constituant les sills, on rencontre des blocs de cipolin de 10 cm à 1 m, et plus ou moins allongés (coupe du point coté 2849 m)

2) Au Clapey, on peut distinguer deux types d'enclaves sur la bordure est du massif :

- a) petits éléments carbonatés (5 à 30 cm) enclavés directement par la roche verte,
- b) grands lambeaux de conglomérats à éléments calcaires et matrice carbonatée, donc de type conglomérat du Collet des Rousses, pincés entre des niveaux de schistes noirs compacts. LOUBAT (1968) fait remarquer que certains de ces éléments atteignent 3 m de long, et d'autres évoquent des bancs calcaires brisés.

Selon nous, aucune de ces enclaves ne peut s'interpréter de la même façon:

1) Les blocs de cipolin inclus dans les sills proches du Collet des Rousses s'apparentent à une brèche d'intrusion.

2) a- Les petits éléments carbonatés inclus dans les métabasites de Clapey pourraient avoir pour origine une carbonatation métasomatique de la roche verte sur les bordures de l'intrusion, sous l'action de solutions hydrothermales riches en CO₂ et CaO provenant des roches calcifères encaissantes. De tels cas de carbonatation de roches vertes, et surtout de serpentinites ont été signalés (MICHEL 1953).

b- Les enclaves de conglomérat de type Collet des Rousses dans les schistes noirs de Clapey pourraient être dues à des mouvements tectoniques antérieurs ou contemporains de la mise en place probablement tectonique de la masse de Clapey (écaïlle).

Sur le terrain, nous n'avons pas insisté sur l'étude de ces formations; c'est pourquoi les explications proposées ci-dessus restent assez hypothétiques. Il n'en reste pas moins que, contrairement à LOUBAT, nous ne regroupons pas toutes les formations décrites sous le terme de "conglomérat". Ceci a une implication tectonique importante: si les enclaves carbonatées trouvées au Clapey et celles trouvées dans les sills de la bordure est du Versoyen n'ont pas la même origine, la présence de ces enclaves n'est plus un obstacle à la mise en place tectonique du Clapey.

Ce problème sera rediscuté dans les conclusions générales.

VIII - LA BRECHE DU MIRAVIDI

Nous ne nous étendrons pas sur cette formation découverte et étudiée par ANTOINE en 1964 et reprise par LOUBAT (1968); elle affleure seulement dans le secteur du Mont Miravidi, d'où son nom.

Le ciment de la brèche est de même nature que les schistes noirs décrits p.103. Les éléments, anguleux, de taille variable (0,2 à 1m), ont une composition voisine de celle des diabases et/ou adinoles constituant les sills. LOUBAT imagine pour cette brèche "une genèse dominée en certains points par des explosions, dispersant des fragments déjà consolidés plus ou moins grossièrement grenus et, en d'autres points, par une association selon un mode plastique et mécaniquement moins violent". Nous faisons nôtre cette hypothèse qui cadre bien dans le schéma général du Versoyen.

IX - LES SERPENTINITES

Bien que probablement étudiées par LOUBAT, les serpentinites du Versoyen ne sont décrites dans aucun ouvrage. Elles affleurent sous forme de lentilles tectoniques en contact avec les schistes noirs ou avec les faciès acides de type Pointe Rousse. Le passage des schistes à la serpentinite se fait par des faciès un peu particuliers que nous allons décrire.

1 - La serpentinite franche

Elle peut revêtir plusieurs aspects, dont deux sont particulièrement répandus:

Le 16. Cette serpentinite massive, très sombre, a été prélevée au bord du petit lac de Tormotta (x: 32,95 - y: 64,15 - z: 2480 m; La Thuile). La lentille dont elle est issue est en contact avec des leptynites de type Pointe Rousse.

Au microscope, on distingue de grandes lattes rectangulaires d'antigorite (photo 14) de 4 à 8 mm de long et 2 mm de large environ; elles sont jaune pâle en lumière naturelle et présentent un aspect ondoyant

Elles baignent dans un fond d'antigorite maillée dont les mailles sont très petites et régulières, parsemées de chromite en tout petits cristaux.

If 5. Cette roche provient d'une autre petite lentille de serpentinite dans le Haut Vallon du Breuil (x: 33,25 - y: 62,50 - z: 2525 m; La Thuile). Elle subit une altération en boules de couleur rouille et est parcourue de filonnets de serpentinite fibreuse. En cassure, c'est une roche vert foncé, massive, à plages vert bouteille d'environ 5 mm et plages vert-noir. La texture évoque d'anciens phénocristaux.

Au microscope, la couleur noirâtre de certaines plages semble due à la présence, dans l'antigorite maillée, d'une multitude de petits grains de magnétite. Les plages vertes sur l'échantillon microscopique sont dépourvues de magnétite, leur coeur comporte quelquefois des plages contournées de chromite.

Un échantillon prélevé un mètre au-dessous de ce dernier faciès renferme d'abondantes octaèdres de magnétite de 1 à 3 mm.

Ainsi, les serpentinites du Versoyen sont-elles essentiellement constituées d'antigorite, elles sont minéralisées en magnétite et/ou chromite en plus ou moins grande proportion. Aucune forme vestigiale de périclote ou de pyroxène n'y a été observée.

Ces faciès ultrabasiques sont particulièrement riches en MgO (36,5% pour If 5), le fer (7%) étant concentré dans la magnétite.

2 - La serpentinite proche de l'encaissant.

L'étude de l'échantillon Fd 10 va nous en donner les caractères. Elle a été prélevée au sommet de l'écaïlle de serpentinite du Miravidi, environ un mètre sous les schistes noirs de type Fd 3 (fig. 57; x: 949,08 y: 88,97 - z: 3033 m).

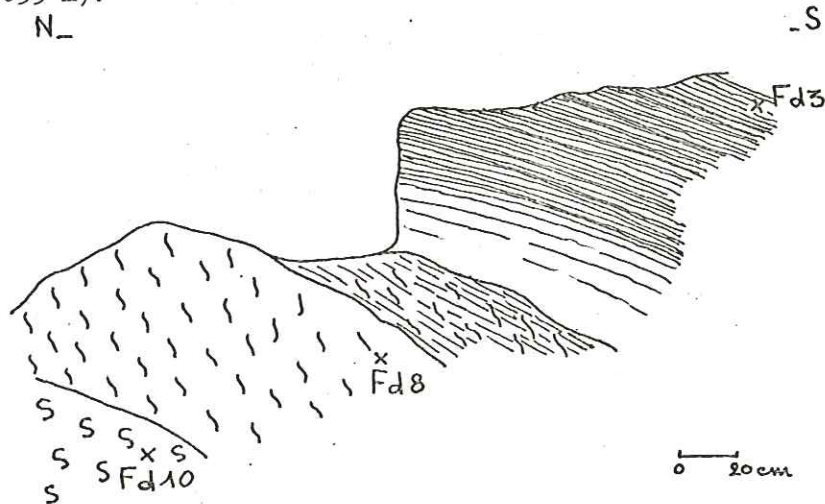







Fig 57 - CONTACT SERPENTINITE - SCHISTES NOIRS SUR L'ARETE AU NORD DU MIRAVIDI (z=3030 m) ET LOCALISATION DES ECHANTILLONS

-  Schistes noirs francs
-  Schistes indurés et rubannés
-  Serpentinite très schisteuse
-  Chlorite massive = "mur noir"
-  Serpentinite massive à cristaux d'amphibole.

Macroscopiquement, c'est une roche massive à grandes plages (5mm) vert clair baignant dans un fond vert foncé.

Au microscope, l'antigorite se présente dans cette roche sous des aspects très divers. Elle peut être maillée, la maille étant plus ou moins large (photo 15). Entre les mailles les plus espacées, cristallise un matériel indéterminable optiquement: assemblage de minéraux très petits, ovoïdes, à forte biréfringence. Il pourrait s'agir d'une forme d'altération de brucite; L'antigorite peut aussi revêtir un bel aspect de grandes plages bleu-tées, aux reflets ondoyants. On note de grandes plages automorphes d'amphiboles calciques incolores.

La présence de telles amphiboles dans la serpentinite proche de l'encaissant est classique dans les Alpes (DAL PIAZ, communication orale), et serait due à un enrichissement en Ca de la serpentinite à proximité des sédiments, sans que l'âge de cette contamination (mise en place de la lentille? métamorphisme régional?) ne puisse être précisé.

Notons aussi la présence de granules de magnétite dans cette serpentinite.

3 - La chloritite ou "mur noir"

Entre les serpentinites et leur encaissant, que ce soit des schistes noirs ou des leptynites, un niveau vert très foncé, presque noir, massif, à grain très fin, s'observe systématiquement dans le Versoyen. Dans le Vallon du Breuil, des traces d'outils prouvent que ce niveau a été exploité, probablement pour confectionner de petites sculptures. Des dates gravées semblent indiquer que cette "exploitation" fonctionnait déjà dans la seconde moitié du XIX^e siècle.

Les caractères de cette roche ont été étudiés sur l'échantillon Fd 8, prélevé environ 1 m au-dessus de la serpentinite à amphibole Fd 10. Il s'agit d'une roche gris-vert très foncé, massive, dans laquelle seules de très fines aiguilles brillantes, claires, d'orientation quelconque se détachent.

Au microscope, la roche apparaît essentiellement constituée de chlorite en petits cristaux donnant une texture orientée très peu marquée à la roche. Elle a des teintes vert sombre, parfois cuivrées et semble donc être magnésienne, ce que confirment les rayons X (cf. p.45 .(Mg 4,66 Fe 0,27 Al_{1,07}) Si_{2,93} Al_{1,07} O₁₀ (OH)₈), et ce qui est en accord avec la forte teneur en MgO des serpentinites voisines. La chlorite occupe environ 90% du volume total de la roche. Dans cette mésostase baignent quelques cristaux d'amphibole de forme très variable: aiguilles longues et fines, aiguilles plus trapues, losanges de toutes tailles. Il s'agit d'une amphibole incolore de la série actinote trémolite.

Cette roche essentiellement chloriteuse n'a donc rien d'une serpentinite. Elle correspondrait plutôt au "mur noir" classique au contact entre la serpentinite et son encaissant.

4 - Conclusions

Les écaillés de serpentinite du Versoyen sont exclusivement composées d'antigorite. Aucun minéral vestigial n'y a été trouvé. A proximité des schistes noirs, la serpentinite renferme des amphiboles calciques. Le passage à l'encaissant se fait par un niveau de chloritite magnésienne.

Les caractères de la roche ultrabasique originelle ne peuvent être précisés et rien ne permet de confirmer ou d'infirmier que metabasites et serpentinites ont appartenu à un moment de leur histoire à un même cortège.

X - LES FACIES ACIDES DE TYPE POINTE ROUSSE

Ces affleurements, mentionnés et localisés dans le chapitre I, ont été abondamment décrits par ANTOINE (1971). C'est pourquoi nous n'insisterons pas sur leur description. Notons simplement que le faciès leucocrate, de type leptynite, renferme des enclaves sombres, schisteuse, à limites bien tranchées et rectilignes, constituées pour la plus grande part de muscovite 2 M₁ (cf. p.56) et d'un peu d'albite: elles ont probablement une origine sédimentaire.

Signalons cependant qu'au contact des diabases, la leptynite s'enrichit en chlorite Mg.

C) CONCLUSIONS DE L'ETUDE MINERALOGIQUE ET PETROGRAPHIQUE

1) ASPECT STRUCTURAL

A la lumière des données de terrain et de l'étude des lames minces des schistes noirs interstratifiés avec les sills, l'histoire structurale du Versoyen a été esquissée. Elle se résume ainsi:

. phase N 50 dans un niveau structural profond, qui se traduit à l'échelle régionale par un plissement isoclinal, et, à l'échelle de l'affleurement et de la lame mince par :

- une schistosité S₁ définie par la cristallisation orientée de phyllites
- Le microplissement de S₁, sans cristallisation, et l'apparition de plans de glissement S₂ puis S'₂, plans qui délimitent des amandes dissymétriques.

. phase N 0 dans un niveau structural plus superficiel, se manifestant par un bombement anticlinal d'axe NO légèrement penté sud. Les effets de cette phase ne sont pas visibles à l'échelle de la lame mince.

2) PETROGENESE

a) Le magmatisme

- Type de magma. Le magma a la composition d'un basalte tholéiitique, comme semble le prouver le chimisme des pyroxènes magmatiques.
- Mode de mise en place.

° Au sommet de la série, on note des épanchements de laves en coussins de 3 à 20 m de puissance. Certains coussins (Tormotta) présentent une minéralogie particulière (abondance d'albite et de glaucophane). L'origine métasomatique (action très localisée de fluides hydrothermaux) de ces minéraux est indéniable.

° Le reste du volcanisme est représenté par des sills de 50 cm à 80 m de puissance, interstratifiés dans les pélites, et qui remanient localement les sédiments carbonatés sous jacents. Il se produit un métamorphisme thermique dans les pélites. Des brèches d'explosion s'observent localement.

- Phénomènes tardimagmatiques.

° Les sills minces se consolident rapidement et sont ainsi constitués d'une roche de composition moyenne de basalte tholéiitique.

° Les sills épais sont l'objet de plusieurs transformations:
 . Formation de cumulats par ségrégation de cristaux d'olivine et/ou pyroxène et/ou plagioclase

. Formation de faciès différenciés, qui se manifeste par un enrichissement en fer des minéraux cristallisant, et, en particulier, du pyroxène (série diopside-augite), ainsi qu'un appauvrissement en Cr_2O_3 de ces minéraux. Ces ferrodolérites de fin de différenciation apparaissent, sous forme de bouffées, dans la partie sommitale de chacun des sills épais.

. Cristallisation tardive de hornblende brune dans les faciès peu ou pas différenciés.

Alors que ces deux premiers phénomènes se produisent simultanément, la formation de hornblende brune se fait plus tardivement, par augmentation de $\text{P}_{\text{H}_2\text{O}}$.

La séquence différenciée ainsi mise en évidence est un excellent critère de polarité des séries.

° Tous les sills sont probablement affectés d'une spilitisation, mais aucun argument pétrographique ne permet de l'affirmer. Seule peut-être la présence d'un mince liseré albitique autour des cristaux de plagioclase transformés en épidote ou calcite, permet de supposer un début de phénomène de type spilitisation.

b) Les épisodes métamorphiques: chronologie et conditions thermodynamiques

Métamorphisme	T	P	Paragenèses
de haute pression (massif du Clapey seulement)	350 à 450°C	> 9 kb	.faciès de bordure: pyroxène jadéitique + quartz + glaucophane .faciès centraux omphacite + grenat + glaucophane
Schistes Verts à glaucophane	350 à 550°C	6 à 8 kb	glaucophane
Schistes Verts de moyenne pression	350 à 550°C	3 à 6 kb	amphibole bleu vert, actinote, chlorite, stilpnomélane

Tableau 12 - Conditions PT et paragenèses caractéristiques des différents épisodes métamorphiques ayant affecté les roches basiques du Versoyen.

L'histoire métamorphique du Clapey, par ailleurs en position structurale normale est distincte de celle des sills et ne se confond avec cette dernière qu'à partir du métamorphisme Schistes Verts à glaucophane.

c) Contrôle chimique du métamorphisme

. Les sills minces, à composition moyenne de basalte tholéitique ont une paragenèse métamorphique très classique de faciès Schistes Verts à albite, épidote, chlorite, actinote.

. Les sills épais (plus de 10 m de puissance) présentent des paragenèses métamorphiques très variables, selon que l'on considère les cumulates, à la base des sills et les différenciés, dans la partie supérieure.

Univ. J. Fourier - O.S.U.G.
 MAISON DES GEOSCIENCES
 DOCUMENTATION
 B.P. 53
 F. 38041 GRENOBLE CEDEX
 Tél. 04 76 63 54 27 - Fax 04 76 51 40 58
 Mail : ptalour@ujf-grenoble.fr

18 AOÛT 2003

<u>Type de roche</u>	(Les minéraux sont classés par ordre d'abondance) (décroissant dans chaque type de roche considéré) <u>Paragenèse métamorphique</u>
Faciès très différenciés	Stilpnomélane, amphibole bleue chlorite Fe (+ quartz)
Faciès différenciés	Chlorite Fe, stilpnomélane, amphibole bleu-vert, actinote
Faciès peu ou pas différenciés	Chlorite Mg Fe, actinote, amphibole bleu-vert
Cumulats	Chlorite Mg, actinote

Tableau 13. Les sills épais : différentes paragenèses métamorphiques du faciès Schistes Verts à glaucophane.

. Les paragenèses du Clapey, lors du métamorphisme Schistes Verts, ont subi le même contrôle chimique que les sills épais. En ce qui concerne le métamorphisme HP, on se reportera au tableau.

d) Remarques sur quelques minéraux

Le pyroxène magmatique

L'étude de son chimisme permet de remonter au type de roche initial, et en particulier de préciser le caractère cumulatif ou différencié de celle-ci, selon les teneurs en Fe_2O_3 et Cr_2O_3 de ce minéral.

La chlorite

En l'absence de minéraux magmatiques reliques, elle se révèle un excellent témoin de la nature de la roche hôte: une chlorite très ferrifère a toutes les chances d'appartenir à un faciès différencié, alors que la chlorite magnésienne est caractéristique d'un cumulat.

P L A N C H E II

Photo 2 Fd 9 . Lumière polarisée.

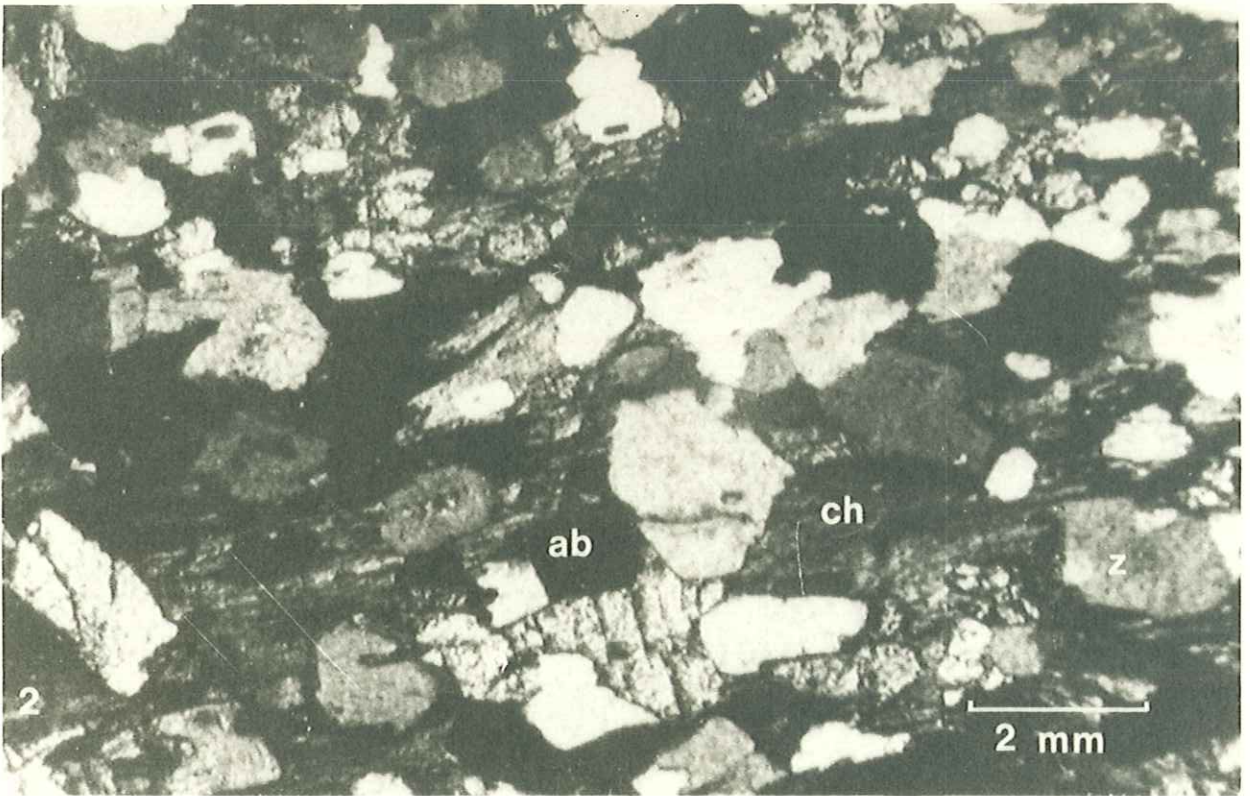
Ovardite orientée

Les cristaux de chlorite (ch) marquent la foliation
clinozoïsite (z) et albite (ab)

Photo 3 Gg 22 . Lumière naturelle.

Ancien cumulat à plagioclases et pyroxènes

Plage d'actinote (ac) et de chlorite (ch), à structure de
"miettes de thon à l'huile" traduisant une croissance simul-
tanée de ces deux minéraux.



P L A N C H E III

Photo 4

Gi 2 . Lumière naturelle.

Ancien cumulat à olivine

Les anciens cristaux d'olivine sont déstabilisés en un assemblage de cristaux de pycnochlorite (ch) très magnésienne et d'actinote (ac).

Augite peu ferrifère (px) et hornblende brune ferro-pargasitique (hb) constituent la phase intercumulative.

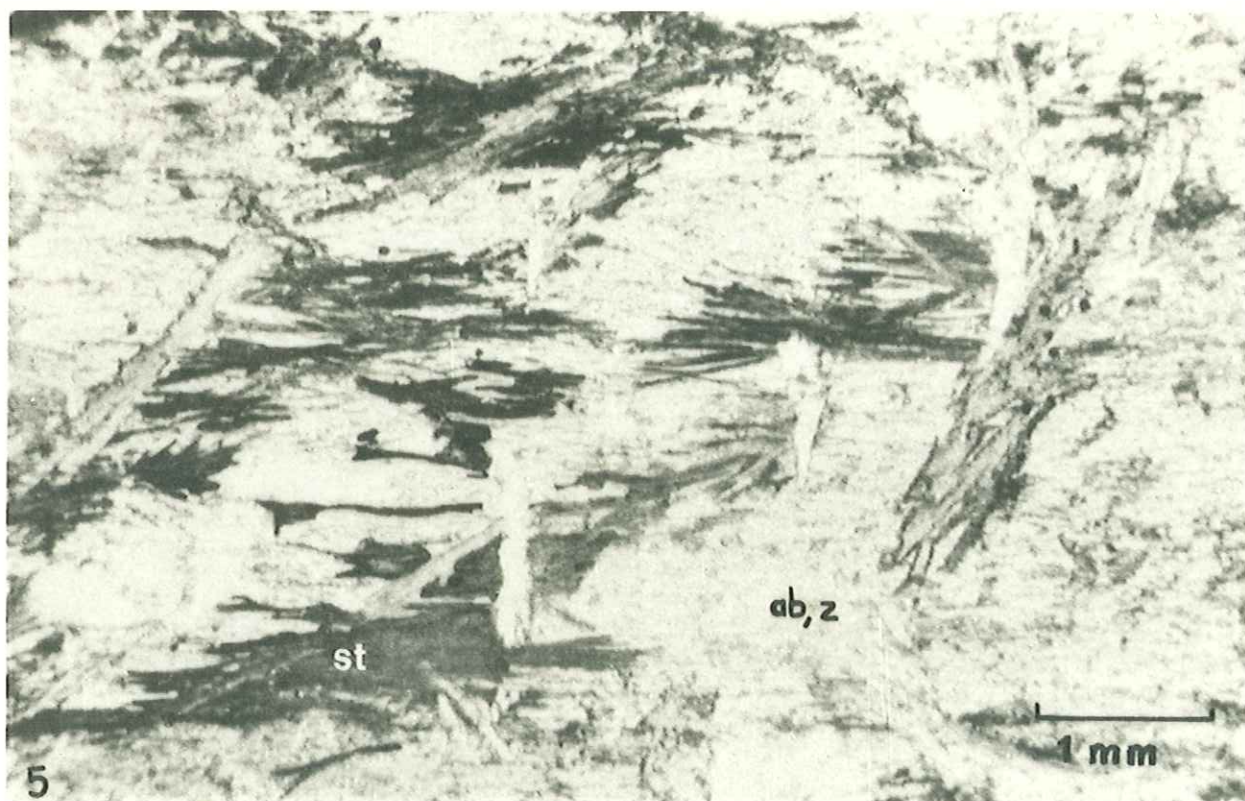
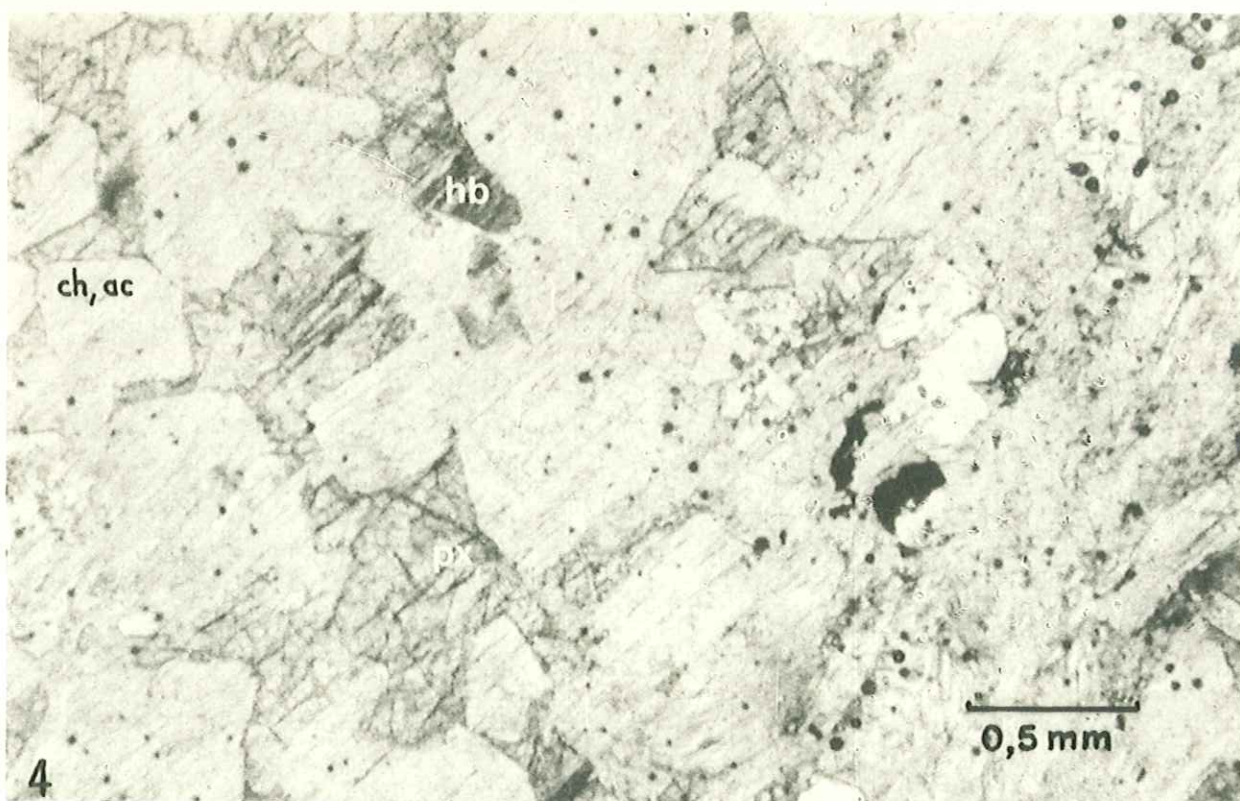
Les minéraux opaques, ilménite (il) principalement sont très peu abondants.

Photo 5

Hf 1 . Lumière naturelle.

Métadolérite différenciée

Plage d'amphibole bleue déstabilisée en stilpnomélane (st), dont les cristaux s'orientent parallèlement aux clivages de l'amphibole.



P L A N C H E IV

Photo 6

Id 11 . Lumière naturelle.

Métadolérite différenciée

Ilménite (il) à structure squelettique baignant dans des plages formées par une fine intrication d'amphibole bleue (gl), amphibole verte (ve) et chlorite (ch).

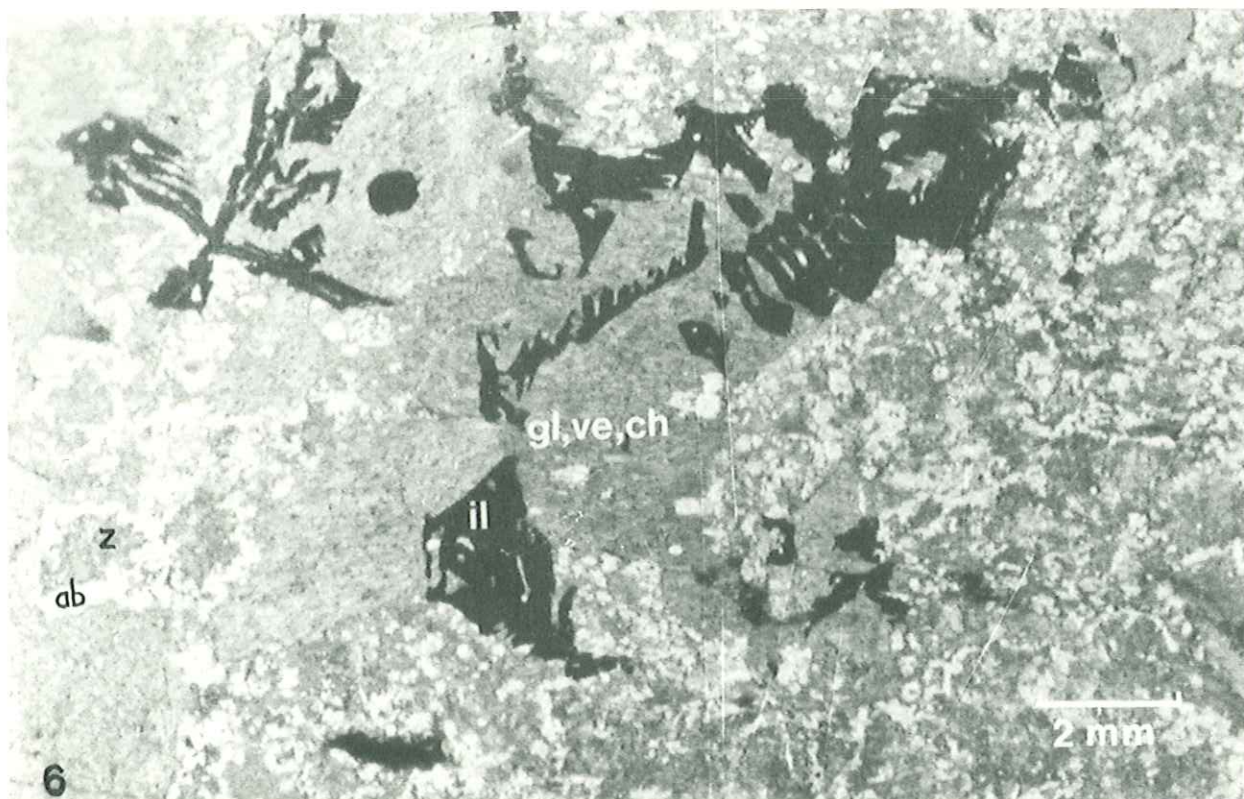
D'anciens plagioclases déstabilisés en albite (ab) et épidote (z) se distinguent en haut à droite de la photo.

Photo 7

Gj 56 . Lumière naturelle.

Métabasite de la partie centrale du Clapey

Syncristallisation de glaucophane (gl) et de grenat (gr).



P L A N C H E V

Photo 8

Gj 66 . Lumière naturelle.

Métabasite de la partie centrale du Clapey

Ancien phénocrystal de plagioclase déstabilisé en (de l'extérieur vers l'intérieur):

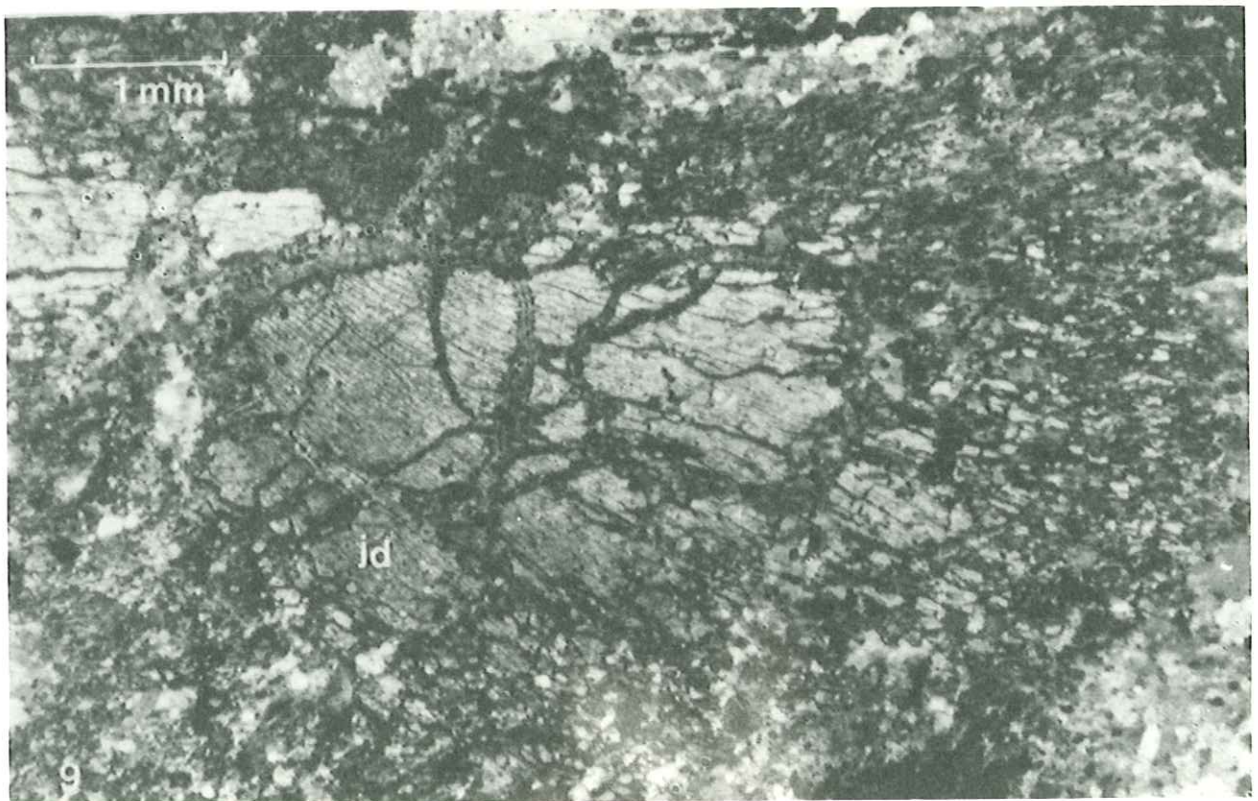
- . stilpnomélane (st), albite (ab) et quartz (q)
- . clinozoïsite (z)
- . clinozoïsite (z) et albite (ab)

Photo 9

Gj 13 . Lumière polarisée.

Faciès de bordure du Clapey

Plage de pyroxène jadéitique (jd) à extinction roulante et présentant des cassures remplies d'albite (ab) et de cristaux d'hématite (h) alignés selon l'axe de ces cassures.



P L A N C H E VI

Photo 10

Gj 13 . Lumière polarisée.

Faciès de bordure du Clapey

Plage de pyroxène jadéitique (jd) à coeur de glaucophane (gl)
Filonnet constitué de cristaux d'albite maclée (ab).

Photo 11

Gj 69 . Lumière naturelle.

Faciès de bordure du Clapey

Plages de pyroxène jadéitique (jd) déstabilisées en amalgames d'albite (ab) et de minéraux opaques (o).
Plages leucocrates à calcite (cc), albite (ab), sphène (sp) et tourmaline (t). L'albite se dispose de préférence à la périphérie de ces plages.



P L A N C H E VII

Photo 12

Gj 69 . Lumière polarisée.

Faciès de bordure du Clapey

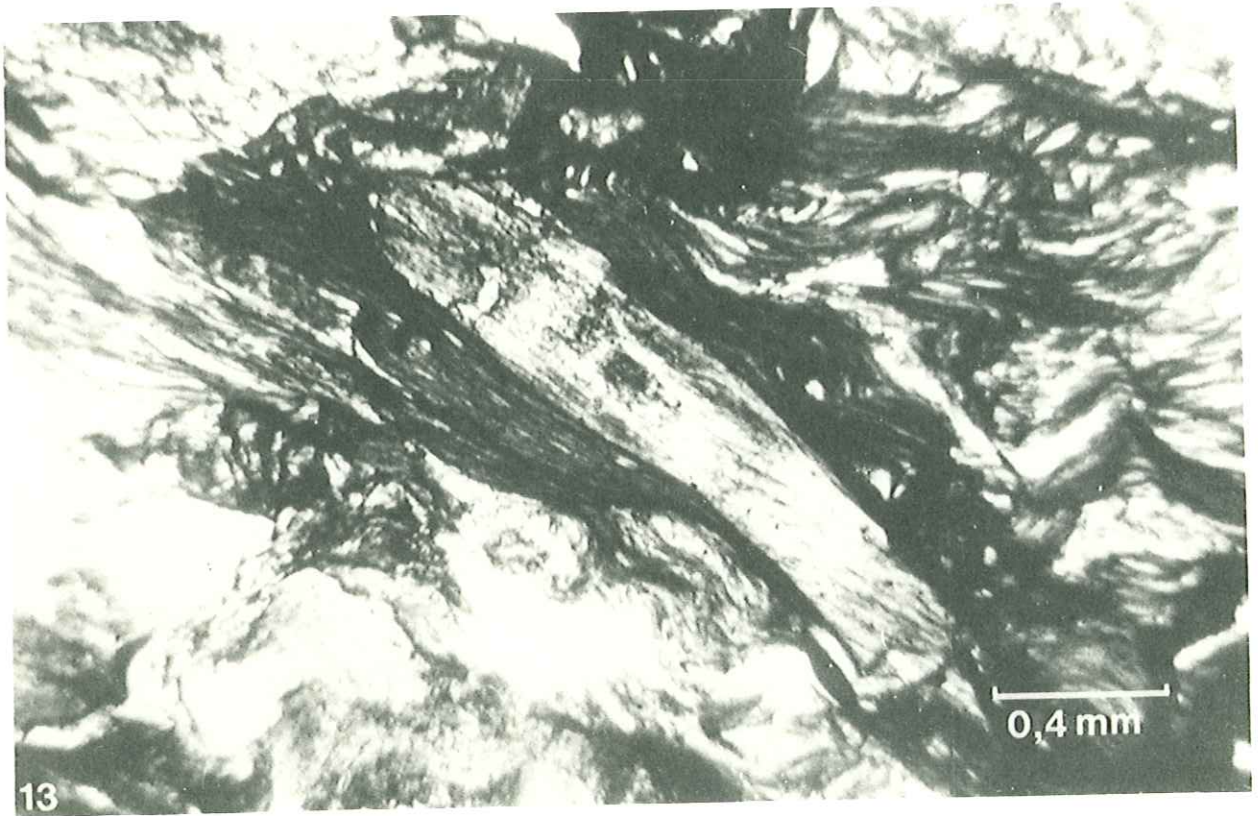
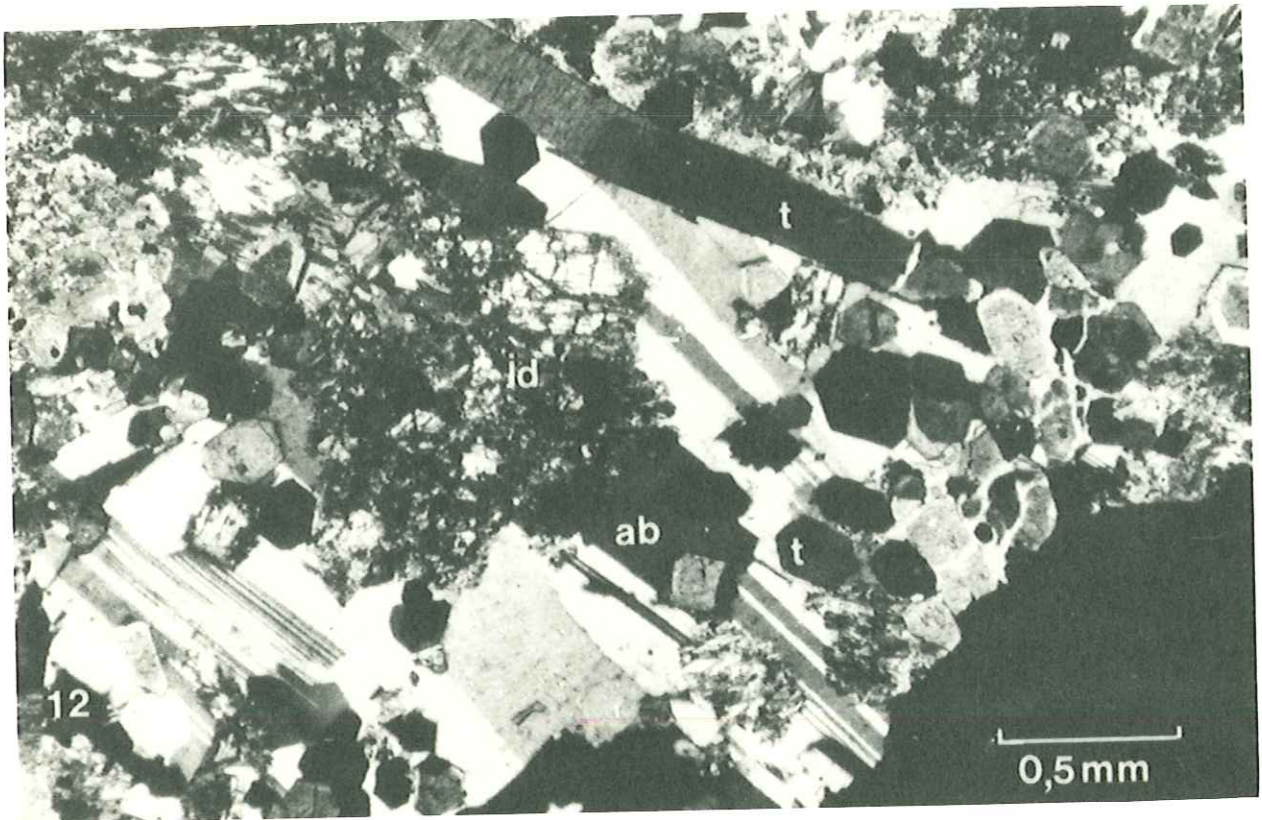
Pyroxène jadéitique (jd) à bordures altérées, et cristaux tardifs d'albite maclée (ab).
Tourmaline (t) abondante.

Photo 13

Fd 3 . Lumière naturelle.

Schiste noir

Minéral de métamorphisme thermique (andalousite ??) déstabilisé en chlorite, minéraux opaques et albite.



P L A N C H E VIII

Photo 14 Ie 16 . Lumière polarisée.

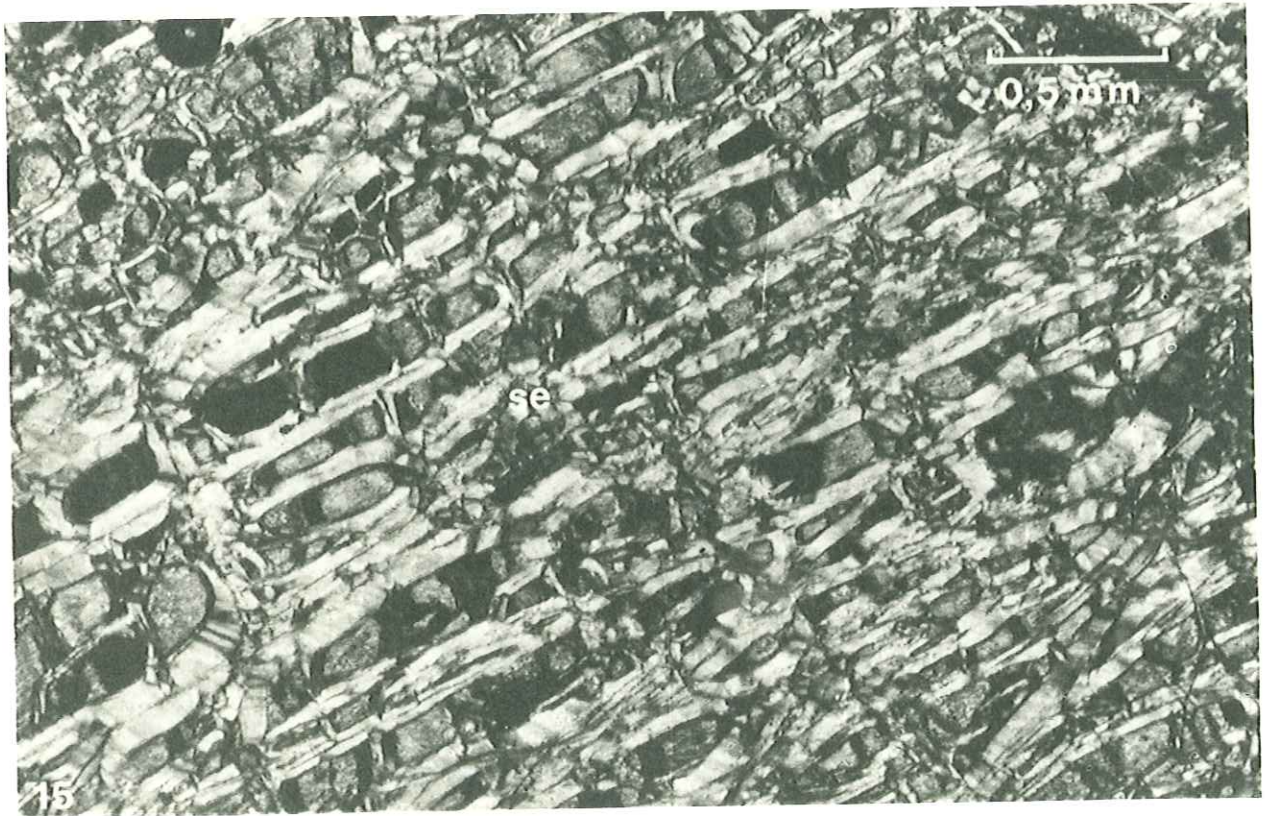
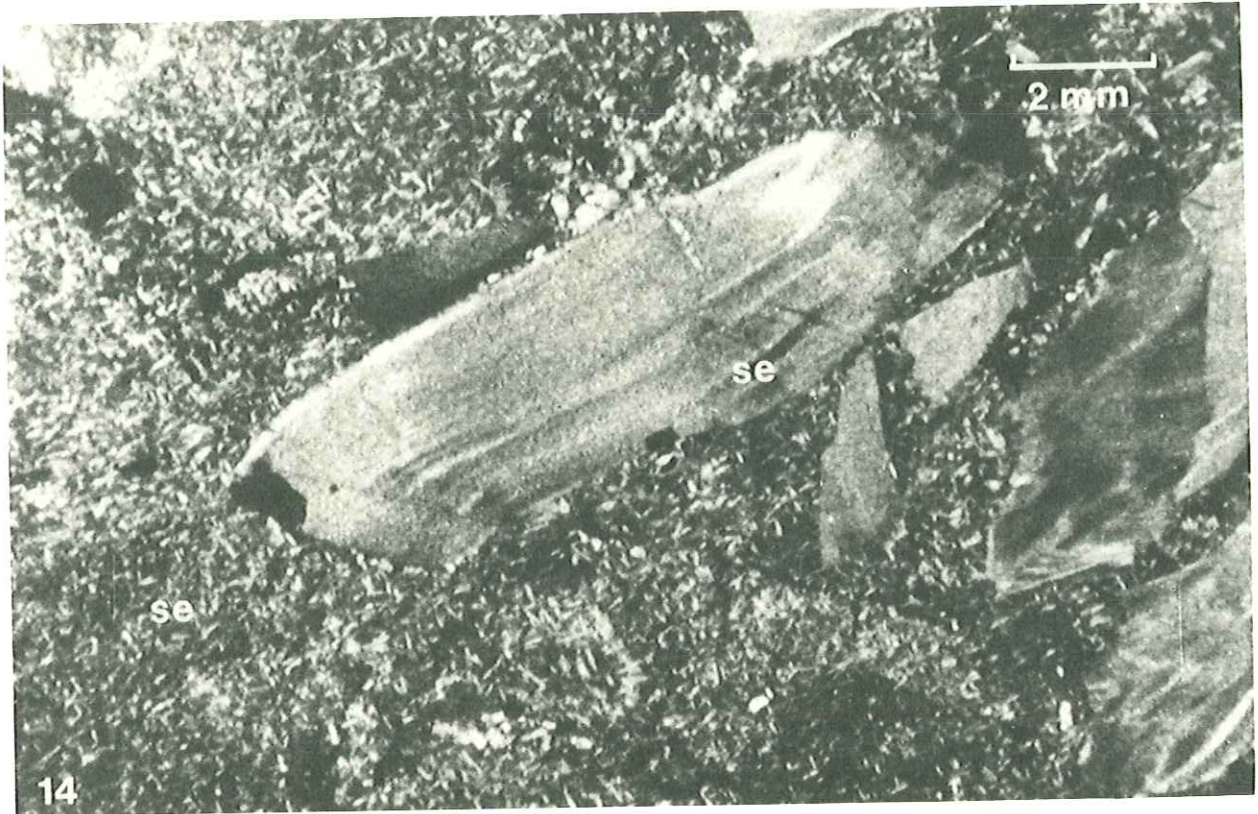
Serpentinite

Lames d'antigorite (se) baignant dans un fond d'antigorite
(se) finement maillée.

Photo 15 Fd 10 . Lumière polarisée.

Serpentinite

Antigorite maillée (se). Le matériel situé à l'intérieur des
mailles n'a pu être déterminé.



GEOCHIMIE DES ROCHES VERTES DE LA ZONE DU VERSOYEN

Introduction - Méthodes analytiques

L'étude géochimique des roches vertes repose sur 97 analyses représentant quantitativement les différents faciès de ces roches. Elles se répartissent en 51 analyses de dolérites des sills, 7 analyses de laves en coussins, 33 analyses de roches vertes du massif de Clapey. Ces analyses (analyste : K. GOVINDARAJU) ont été réalisées au C.R.P.G. (Centre de Recherche Pétrographique et Géochimie) à Nancy.

La méthode quantométrique de routine a été utilisée tant pour les éléments majeurs que pour les éléments en traces (Ba, Sr, Co, Cr, Cu, Ni, V). Cette méthode ne permet pas de distinguer Fe^{3+} et Fe^{2+} , tout le fer est donc donné sous forme de Fe_2O_3 Tot.

CO_2 a été dosé; ceci permet de connaître H_2O par soustraction de CO_2 à la perte au feu P.F. Ce calcul est très approximatif, la perte au feu représentant non seulement H_2O^+ , H_2O^- et CO_2 , mais aussi SO_2 , F, Cl etc..

Deux alcalins en traces (Li et Rb) ont également été dosés par absorption atomique au C.R.P.G.

Par ailleurs 35 analyses partielles ont été effectuées par fluorescence X au laboratoire de l'Institut Dolomieu (analyste: J.L. LASSERRE) en utilisant les analyses de roches vertes effectuées au C.R.P.G. comme étalon externe. Cette méthode permet de minimiser l'erreur de matrice qu'aurait entraîné l'utilisation d'étalons internationaux. Les éléments suivants ont été dosés: Ca, Fe, Ti, et Sr. L'erreur est de $\pm 10\%$ pour Ca, Fe, Ti, $\pm 20\%$ pour Sr.

Les échantillons ont été broyés dans un bol en oxyde de zirconium pur afin d'éliminer toute pollution.

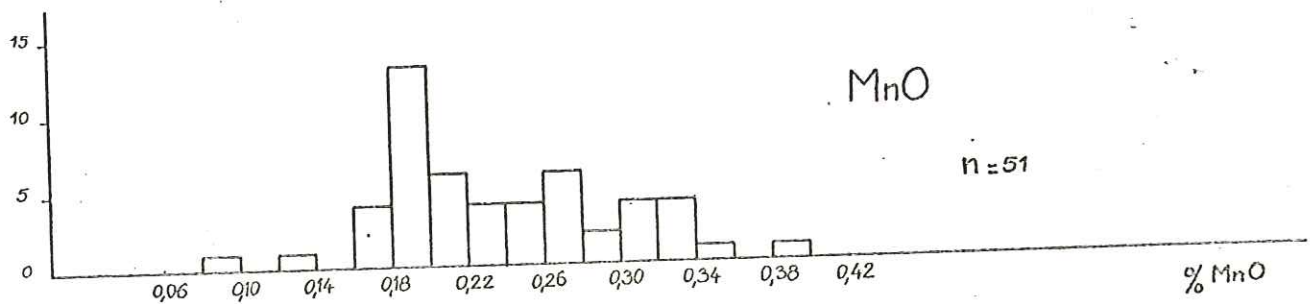
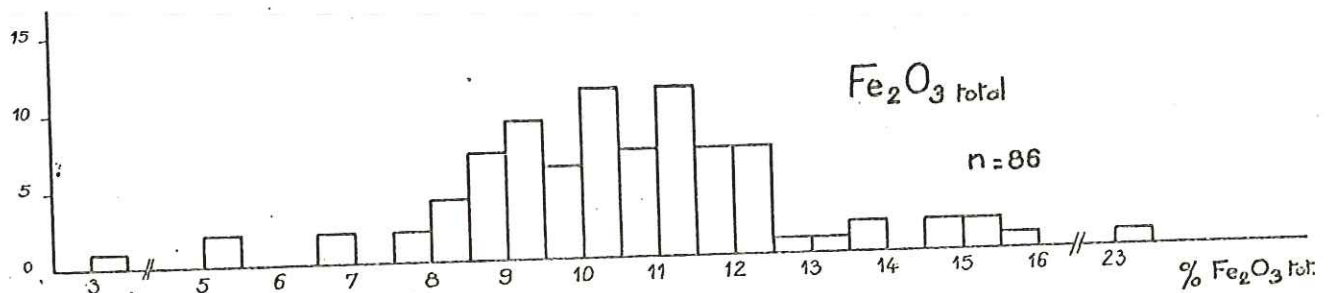
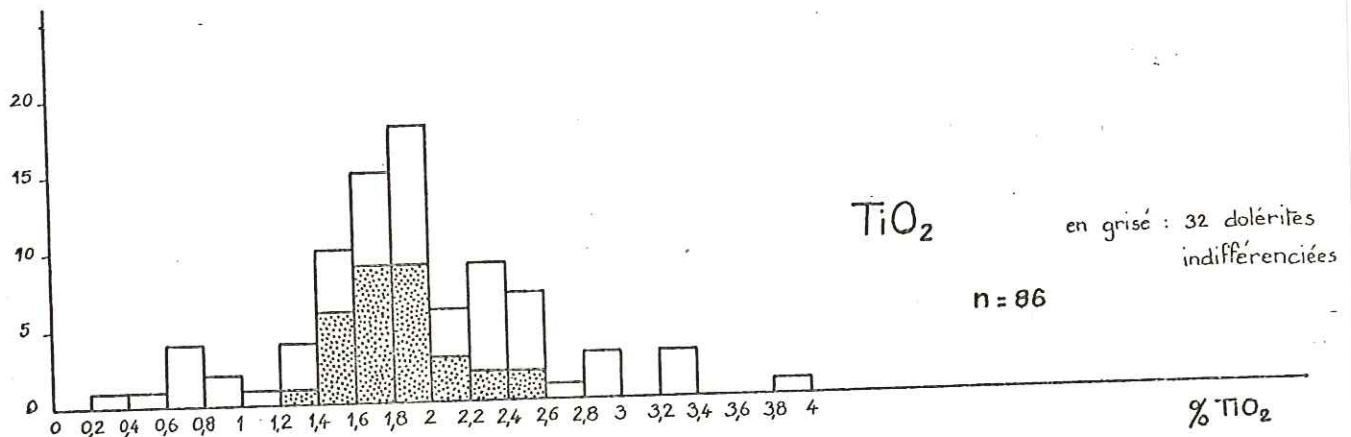
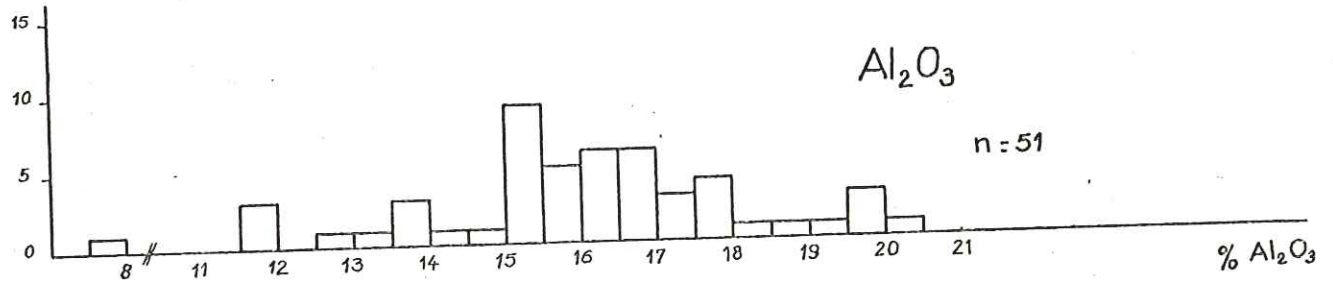
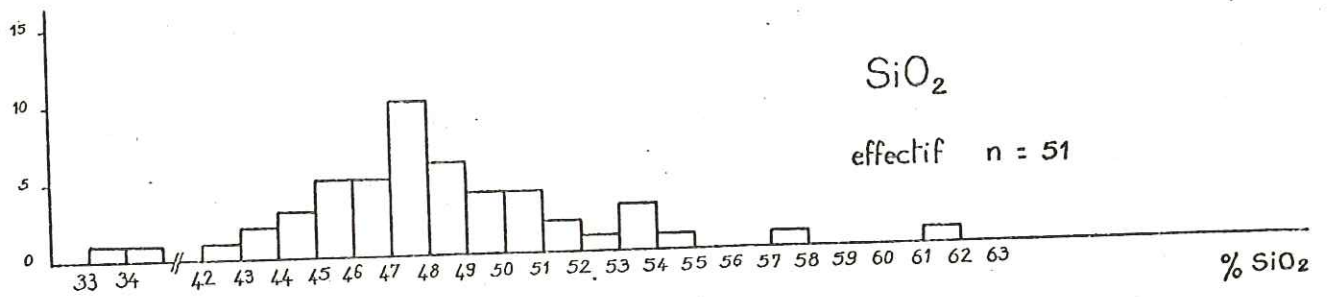


Fig.58 — Histogrammes des fréquences des éléments majeurs dans les dolérites des sills

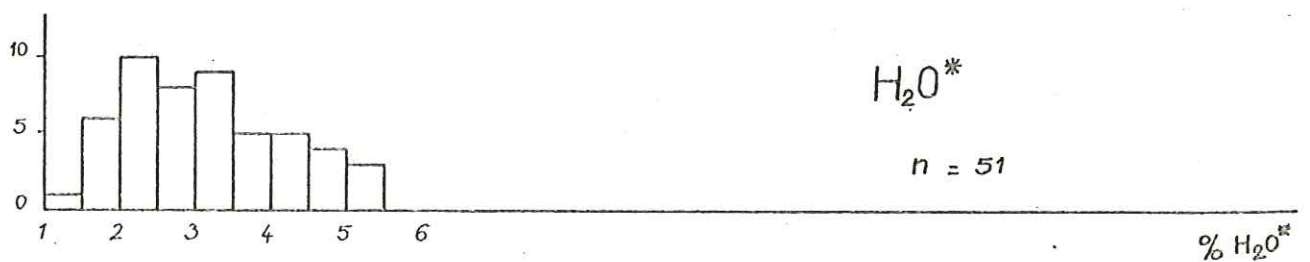
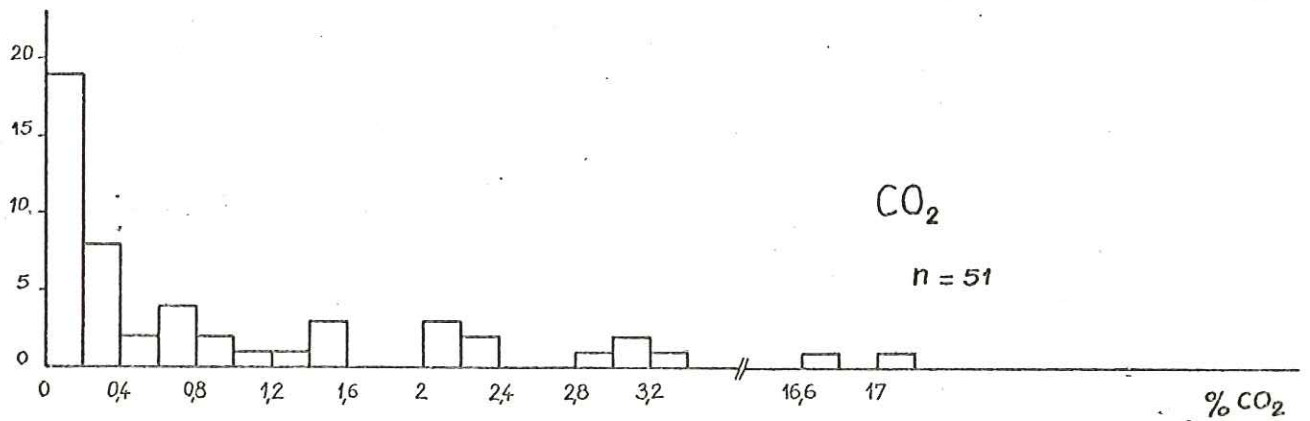
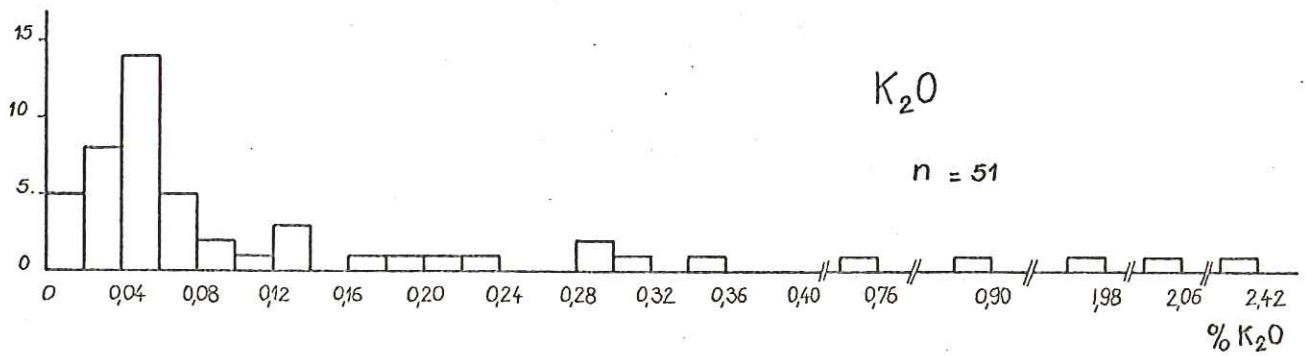
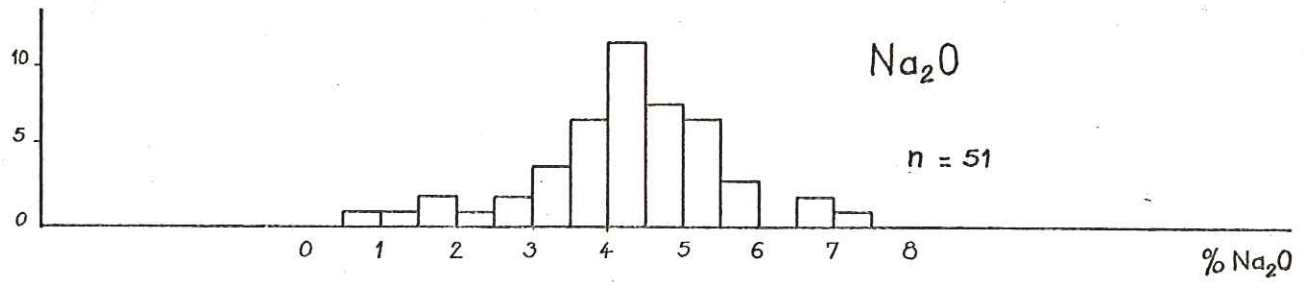
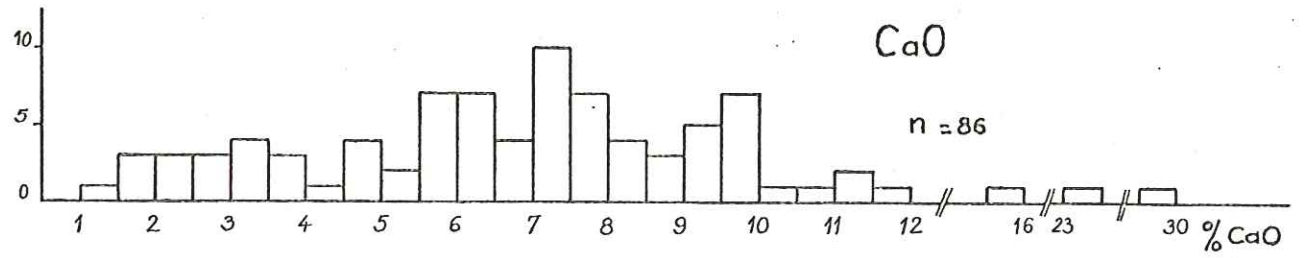
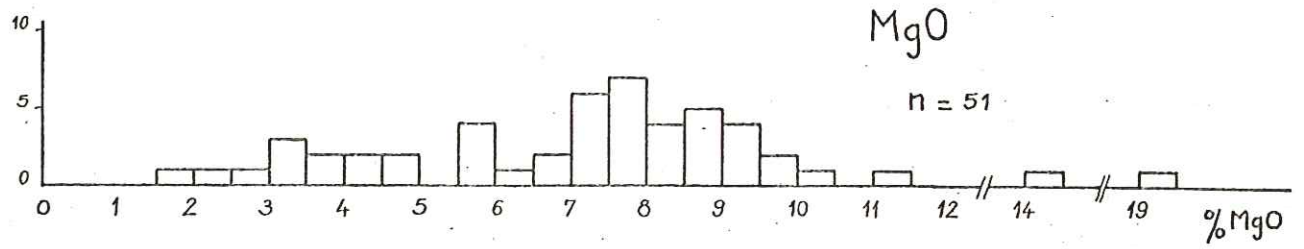


Fig. 58 Suite

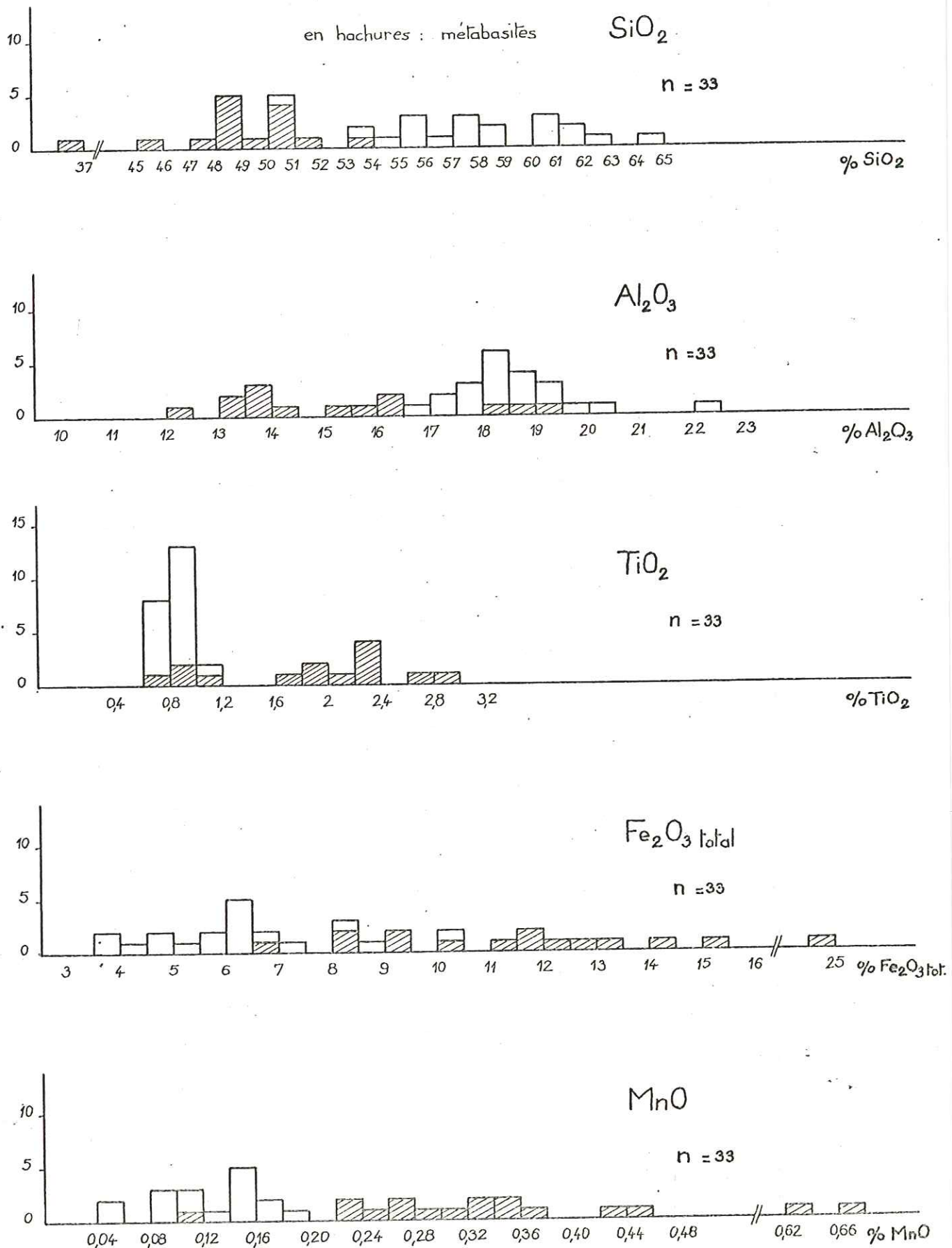


Fig. 59 — Histogrammes des fréquences des éléments majeurs dans les roches du massif de Clapey

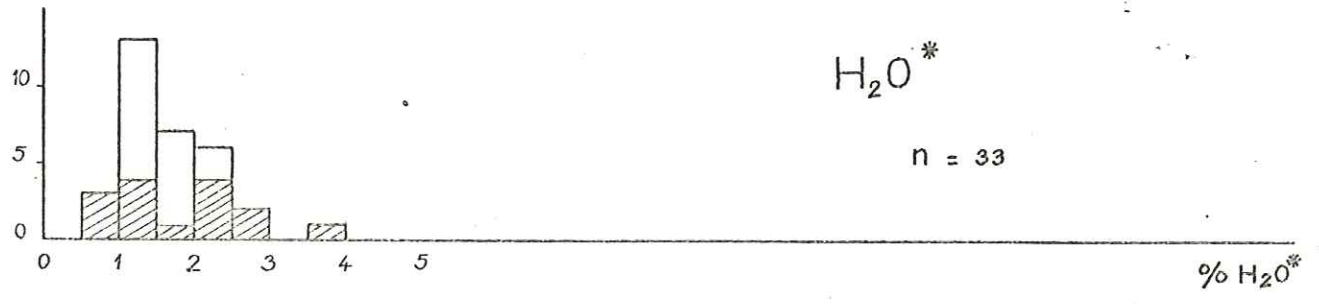
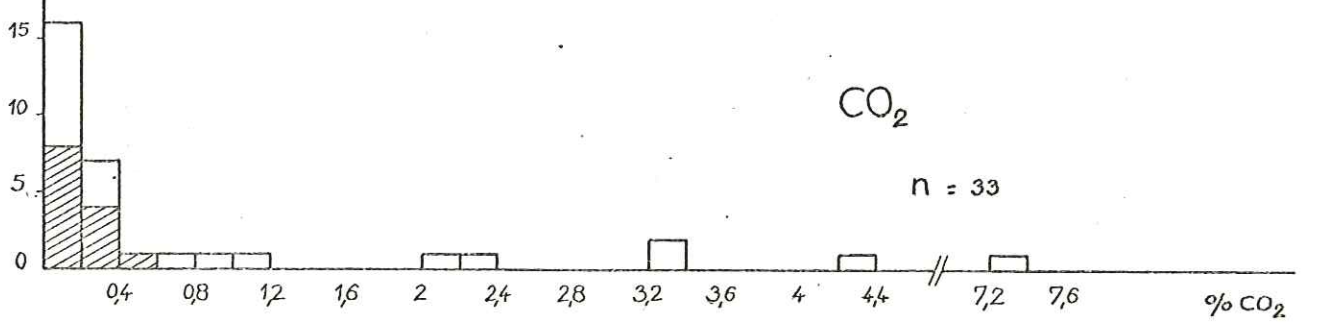
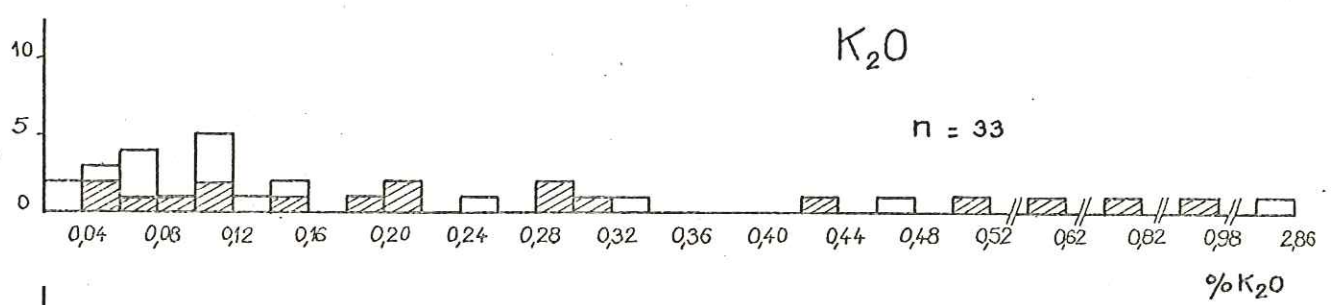
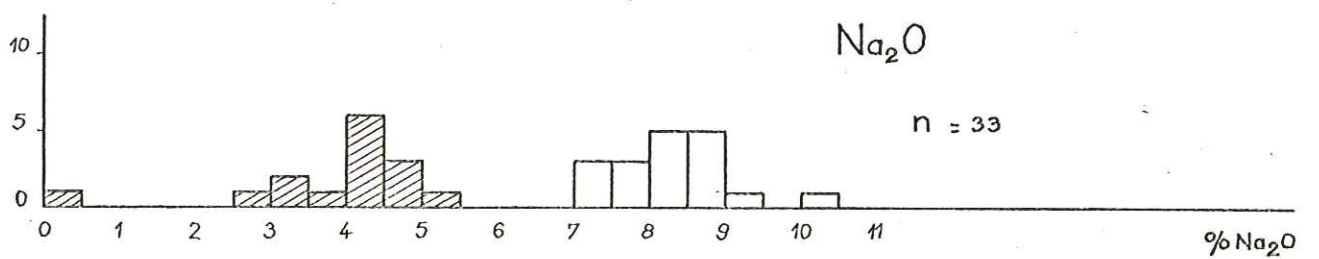
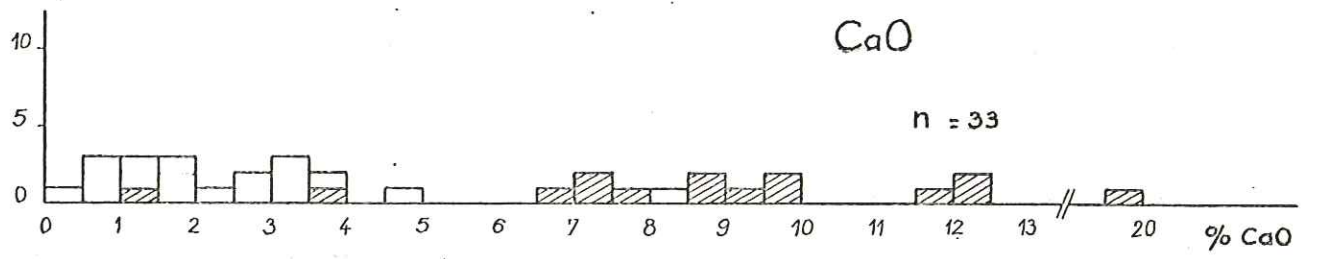
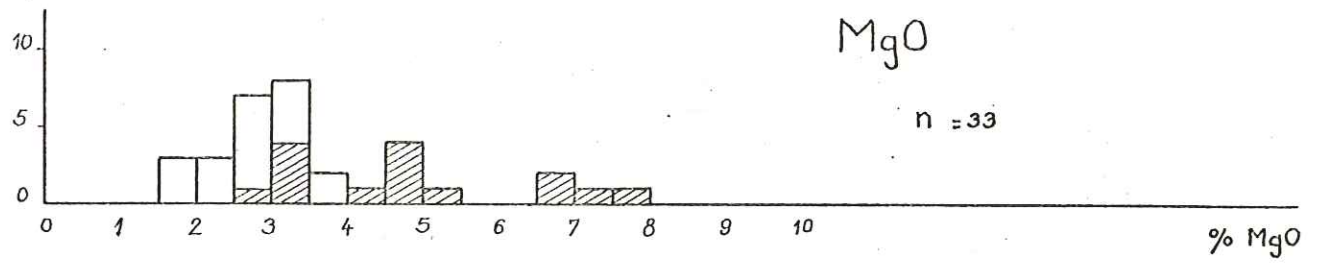


Fig.59 — Suite

I - REPARTITION GLOBALE DES ELEMENTS DANS LES ROCHES VERTES1- Histogrammes de fréquence

Les données de terrain et l'étude pétrographique ont montré que les roches vertes des sills et celles du massif de Clapey présentaient de nombreuses différences. De ce fait, l'étude géochimique de ces deux groupes de roches vertes sera séparée.

Les données numériques (% pondéraux d'oxyde) fournies par les analyses représentent le matériau brut de toute étude géochimique et il importe d'extraire le maximum de renseignements de ces données brutes avant d'utiliser des moyens d'études plus élaborés donc déjà plus interprétatifs. Les histogrammes de fréquence des teneurs en chacun des oxydes représentent le moyen le plus adapté à ce type d'étude descriptive.

- Les roches vertes des sills (dolérites) . (fig. 58)

Les effectifs des histogrammes sont de 51 échantillons sauf pour Fe_2O_3 tot., TiO_2 , CaO où ils sont de 86 échantillons.

- SiO_2 : la distribution des teneurs en silice est sensiblement gaussienne avec un mode à $SiO_2 = 47,50\%$. Malgré tout, un mode mineur apparaît à $SiO_2 = 53,50\%$, dont la signification sera envisagée ultérieurement. En écartant deux échantillons manifestement contaminés par des sédiments carbonatés ($SiO_2 = 33-35\%$), la gamme de dispersion des teneurs en SiO_2 est assez étendue: 42-62%.
- Al_2O_3 : la forme de l'histogramme de fréquence en Al_2O_3 est moins régulière que celui de SiO_2 . Cette répartition dissymétrique présente un mode pour $Al_2O_3 = 15,25\%$ décalé vers les faibles teneurs en Al_2O_3 . De plus, l'étalement des teneurs est assez important: 11,5-20,5% Al_2O_3 .
- TiO_2 : le mode de l'histogramme des teneurs en TiO_2 est très marqué pour $TiO_2 = 1,90\%$, malgré l'étalement assez important sur une gamme $TiO_2 = 0,2-4,0\%$.
- Fe_2O_3 tot.: la répartition des teneurs en Fe_2O_3 tot. est sensiblement gaussienne avec un mode pour Fe_2O_3 tot. = 11%. Malgré tout, l'étalement est très important: 5-16% Fe_2O_3 tot. La signification de cet étalement sera abordée plus loin.
- MnO : la gamme des teneurs en MnO est relativement importante: 0,08-0,40% MnO . Le mode de l'histogramme est très marqué pour MnO : 0,19%; il est décentré vers les faibles teneurs.
- MgO : Malgré un assez grand étalement des teneurs, un mode principal se détache pour $MgO = 7,75\%$. Un mode secondaire apparaît pour $MgO = 3,25\%$. Les teneurs s'étalent sur une gamme 1,5-11,5%, à l'exception de deux échantillons montrant respectivement des teneurs en MgO de 14% (Gg 22) et 19% (Gi 2). Ces teneurs anormales en MgO appelleront des commentaires ultérieurs.
- CaO : Cet histogramme de fréquence se caractérise par son étalement extrême. En effet, et même en écartant deux échantillons (Ie 25, Hg 33) contaminés par des sédiments carbonatés, les teneurs en CaO se répartissent entre 12 et 1%. Aucun mode très net ne se dégage de cet histogramme, seuls quelques modes mineurs peuvent être relevés pour $CaO = 7,25\%$ surtout puis $CaO = 9,75\%$ ou $CaO = 6,0\%$.

- Na_2O : la distribution des teneurs en Na_2O est remarquablement gaussienne avec un mode net pour $\text{Na}_2\text{O} = 4,25\%$. La dispersion est malgré tout importante : $0,5-7,5\%$ Na_2O , mais 75% de l'échantillonnage est compris entre $3,0$ et $5,5\%$ Na_2O .
- K_2O : l'histogramme de fréquence des teneurs en K_2O est étalé depuis des teneurs nulles jusqu'à des teneurs de 2% . Malgré tout, cette dispersion importante n'est qu'apparente puisque 65% de l'échantillonnage montre des teneurs en K_2O inférieures à $0,10\%$. Le mode de l'histogramme apparaît ainsi très marqué pour $\text{K}_2\text{O} = 0,05\%$
- CO_2 : l'histogramme montre que les teneurs en CO_2 sont faibles puisque 37% de l'échantillonnage présente des teneurs en CO_2 inférieures à $0,2\%$. L'effectif des classes diminue très rapidement lorsque les teneurs en CO_2 augmentent. L'étalement général des teneurs en CO_2 se fait entre 0 et $3,4\%$. Des teneurs de 17% sont atteintes dans les deux échantillons contaminés par CaCO_3 d'origine sédimentaire.
- H_2O^* : cet histogramme est construit à partir de la différence (perte au feu) - CO_2 . La gamme des teneurs est comprise entre 1 et $5,5\%$. Un mode peu marqué apparaît pour $\text{H}_2\text{O}^* = 2,25\%$ puis un mode mineur pour $\text{H}_2\text{O}^* = 3,25\%$.

- Les metabasites du massif du Clapey (fig. 59)

Les histogrammes de fréquence des teneurs pour les roches vertes du massif de Clapey ont été réalisés à partir d'un effectif de 33 analyses suffisamment représentatives.

- SiO_2 : le trait marquant de cet histogramme est son grand étalement. Contrairement à l'histogramme de SiO_2 des roches vertes des sills qui montrait une distribution sensiblement gaussienne, les teneurs en SiO_2 des metabasites de Clapey se distribuent sur une gamme importante : $45-65\%$ SiO_2 . Seul un mode mineur paraît exister pour $\text{SiO}_2 = 48,5\%$.
- Al_2O_3 : les teneurs en Al_2O_3 se répartissent sur une gamme assez étendue : $12-23\%$. Un mode majeur se dessine malgré tout pour $\text{Al}_2\text{O}_3 = 18,25\%$ et un mode mineur pour $\text{Al}_2\text{O}_3 = 13,75\%$.
- TiO_2 : cet oxyde montre une très nette distribution bimodale avec un hiatus entre les deux groupes. Le premier groupe est étalé entre $\text{TiO}_2 = 0,6$ et $1,2\%$ avec un mode pour $\text{TiO}_2 = 0,9\%$. Le second groupe est distribué entre $\text{TiO}_2 = 1,6$ et $3,0\%$ avec un mode moins marqué que le premier pour $\text{TiO}_2 = 2,3\%$.
- Fe_2O_3 tot. : le fer exprimé totalement en fer ferrique présente un étalement des teneurs très important : $3,5-15,5\%$ en écartant un échantillon isolé à 25% Fe_2O_3 tot. Aucun mode net ne se dégage à l'exception d'un mode mineur pour Fe_2O_3 tot = $6,25\%$.
- MnO : la distribution des teneurs en MnO est sensiblement analogue à celle de Fe_2O_3 tot avec une grande dispersion des teneurs sur une gamme $0,04-0,68\%$ et un mode peu marqué pour $\text{MnO} = 0,15\%$.
- MgO : les teneurs en MgO sont distribuées entre $1,5$ et 8% et un mode net apparaît pour $\text{MgO} = 3,25\%$.
- CaO : l'étalement de l'histogramme de fréquence des teneurs en CaO est très important : $0-12,5\%$ CaO en excluant un échantillon (Gj 44) contaminé par des sédiments carbonatés. Deux groupes semblent se distinguer, l'un avec des teneurs en CaO comprises entre 0 et 5% ,

l'autre avec CaO = 6,5-12,5%. Aucun de ces deux groupes ne montre de mode net.

- Na₂O : la distribution des teneurs en Na₂O est également nettement bimodale. L'étalement des teneurs se fait entre 0 et 10,5% avec un premier mode pour Na₂O = 4,25% et un second pour 8,50%. L'existence d'un hiatus important (1,5%) entre ces deux groupes permet une distinction à l'intérieur de l'ensemble des metabasites du Clapey. Ce fait sera discuté plus loin.
- K₂O : La distribution des teneurs en K₂O apparaît très dispersée depuis K₂O = 0,02 jusqu'à des teneurs de 1%. Malgré tout 73% des valeurs sont comprises entre 0,02 et 0,30% K₂O. Sur cet intervalle un mode apparaît pour K₂O = 0,11%.
- CO₂ : les teneurs en CO₂ sont faibles puisque 69% de l'échantillonnage présente des teneurs inférieures à 0,4%. Malgré tout 21% des échantillons présentent des teneurs supérieures à 1% et pouvant atteindre 7,4%. Pour ces derniers, une contamination par CaCO₃ sédimentaire peut être envisagée.
- H₂O* : Les teneurs en H₂O* se répartissent entre 0,5 et 4% et un mode très accusé pour H₂O* = 1,25% apparaît sur cet intervalle.

2- Comparaison entre les deux groupes de roches vertes

Une première comparaison géochimique, élément par élément, peut maintenant être effectuée entre les dolérites des sills et les metabasites de Clapey.

Ainsi, la distribution de SiO₂ est radicalement différente entre les deux groupes; alors que la silice montre une répartition assimilable à celle d'un groupe homogène dans les dolérites des sills, les roches vertes du massif de Clapey montrent des teneurs en SiO₂ très étalées. En première approximation, il apparaît donc que si les dolérites ont des teneurs en SiO₂ groupées autour d'un mode correspondant sensiblement à une teneur moyenne en SiO₂ de roches basaltiques, les roches de Clapey se dispersent entre un pôle basaltique et un pôle dacitique, en passant par des termes andésitiques en utilisant les coupures simples de la classification de MIDDLEMOST (1972) (45% SiO₂ - basaltes; 53,5% - andésites; 62% - dacites).

La répartition des teneurs en Al₂O₃ est aussi dispersée dans les dolérites que dans les metabasites de Clapey. Par contre, le comportement des alcalins Na₂O et K₂O est nettement distinct entre les deux ensembles de roches vertes. Na₂O présente une distribution unimodale nette dans les dolérites, tandis que les roches vertes du massif de Clapey montre une distribution bimodale caractéristique dont l'un des modes (Na₂O = 4,25%) correspond d'ailleurs à celui des dolérites. Le second mode pour Na₂O = 8,50% n'a pas d'équivalent dans les dolérites. Cette bimodalité de la distribution des teneurs en Na₂O est typique des faciès du massif de Clapey et constitue l'une de ses particularités. La distribution de K₂O est également assez différente entre les deux groupes; ainsi, les dolérites présentent-elles un mode en K₂O net pour K₂O = 0,05%, tandis que les roches de Clapey montrent un mode peu accusé pour des teneurs plus élevées K₂O = 0,11%. L'étalement est important dans les deux groupes de roches mais plus accusé pour le Clapey.

Les distributions des teneurs en Fe₂O₃ tot, MnO et TiO₂ sont très comparables dans chacun des deux groupes: unimodales avec un mode marqué pour les dolérites des sills, bimodales avec des modes peu marqués et un étalement important des histogrammes pour les metabasites de Clapey. Il faut remarquer aussi que, pour TiO₂, aucun des deux modes apparaissant sur l'histogramme des roches de Clapey n'a son équivalent sur l'histogramme

des teneurs en TiO_2 des dolérites. Ceci est particulièrement net pour TiO_2 mais apparaît aussi pour Fe_2O_3 tot et MnO .

CaO montre une distribution assez analogue entre les deux groupes. Elle est caractérisée par un étalement important des teneurs. Les modes se dégagent mal de ces histogrammes : peut-être mode unique pour les dolérites des sills et deux modes pour les roches vertes de Clapey.

MgO présente une distribution assez différente dans les deux groupes de roches: histogramme bimodal pour les dolérites avec un mode majeur vers les fortes teneurs $MgO = 7,75\%$, unimodal pour les roches vertes de Clapey avec un mode majeur pour les teneurs plus faibles $MgO = 3,25\%$. Ce mode majeur des roches vertes de Clapey correspond au mode mineur des dolérites.

La distribution des teneurs en CO_2 est analogue dans les deux groupes de roches: il s'agit de roches peu carbonatées ($CO_2 < 0,2\%$ en majorité). Par ailleurs, les roches de Clapey apparaissent plus déshydratées ($H_2O^* = 1,25\%$) que les dolérites des sills ($H_2O^* = 2,25\%$).

En résumé, ces deux groupes de roches vertes sont assez comparables vis-à-vis du comportement du CaO , élément présentant une distribution apparemment très perturbée.

Notons aussi la déshydratation plus poussée des roches vertes de Clapey que celle des dolérites, qui doit certainement être mise en rapport avec le métamorphisme de degré différent dans chacun de ces deux groupes de roches.

Par contre, il semble que le chimisme des roches vertes du massif de Clapey présente des différences nettes avec celui des dolérites des sills vis-à-vis de la distribution des autres éléments. La bimodalité de la distribution des teneurs en SiO_2 , TiO_2 , Na_2O est particulièrement nette pour les roches vertes de Clapey, tandis que l'unimodalité de la distribution de ces éléments est caractéristique des dolérites des sills. Remarquons aussi que les teneurs en TiO_2 sont très différentes entre les deux groupes. Ce fait important sera discuté ultérieurement. De même, les teneurs en MgO sont pratiquement deux fois plus faibles dans les roches vertes de Clapey que dans les dolérites des sills, ce qui est évidemment très significatif.

Aussi, géochimiquement, la distinction de ces deux groupes paraît-elle se justifier. Elle sera maintenue dans la suite de l'exposé.

3- Premier essai de caractérisation géochimique des roches vertes du Versoyen.

L'étude de terrain et pétrographique des roches vertes du Versoyen a montré avec évidence qu'il s'agit de roches magmatiques métamorphisées: coulées à structure en coussins, minéraux magmatiques reliques... L'examen du chimisme des roches vertes sous une optique magmatique oriente nettement la détermination vers une roche basaltique. Le tableau 14 donne ainsi les teneurs moyennes en oxyde des basaltes mondiaux compilés par MANSON (1967) ainsi que la fourchette admissible pour chacun de ces oxydes. Le mode de l'histogramme de chacun des éléments a été reporté pour les dolérites des sills.

On observe donc que les teneurs, pour chaque oxyde, restent dans le champ des basaltes. Pour le Clapey, la bimodalité fréquente des histogrammes rend la comparaison difficile, toutefois les différents modes des oxydes restent encore dans le champ basaltique au sens large.

Malgré tout, pour les dolérites, il faut noter que si la plupart des pourcentages d'oxydes restent proches des teneurs moyennes de basaltes, certaines s'en éloignent sensiblement. Ainsi Na_2O et H_2O semblent élevés, même si MANSON admet des teneurs maximales de $Na_2O = 5,5\%$ et $H_2O = 4\%$ pour des basaltes. Par contre CaO apparaît faible ainsi peut-être que SiO_2 .

	moyenne des basaltes (MANSON 1967)	gamme des teneurs basaltiques (MANSON 1967)		dolérites des sills du Versoyen
SiO ₂	49,3%	-	56,0%	47,5%
Al ₂ O ₃	16,0	10,5	22,0	15,25
TiO ₂	2,0	-	5,5	1,9
Fe ₂ O ₃ tot	11,9	2,8	22,7	11,0
MnO	0,17	-	1,0	0,19
MgO	6,6	2,0	-	7,75
CaO	9,9	5,0	15,0	7,25
Na ₂ O	2,8	-	5,5	4,25
K ₂ O	1,0	-	-	0,05
H ₂ O	0,9	-	4	2,25
CO ₂	-	-	0,5	0,1

Tableau . n° 14

Remarquons enfin que les teneurs en K₂O sont extrêmement faibles et peuvent évoquer des teneurs de tholéiites océaniques, si ces teneurs sont primaires. Ainsi ENGEL et al. (1965) donnent des teneurs moyennes en K₂O de 0,16% pour les tholéiites océaniques. Evidemment pour ce type de basalte, les dolérites du Versoyen ont des teneurs en SiO₂ un peu faible.

Il apparaît donc possible d'assimiler les roches vertes des sills à des metabasaltes doléritiques, mais il semble aussi que ces roches basaltiques ont subi des altérations postmagmatiques modifiant la répartition de certains éléments (Na₂O, CaO, SiO₂, H₂O...).

II - COMPORTEMENT DES ELEMENTS DANS LES DOLERITES DES SILLS

1- Rappel des données pétrographiques

L'étude pétrographique des métadolérites constituant les sills du Versoyen a permis de dégager un ensemble de faits essentiels pour la compréhension des processus pétrogénétiques qui sont à l'origine de ces roches. Rappelons-le brièvement:

-les sills peu puissants (inférieurs à 10 m) et la plus grande partie des sills épais (jusqu'à 50 m) sont constitués de faciès pétrographiques assez homogènes montrant la paragenèse métamorphique schiste vert à albite, chlorite, épidote.

-à la base (donc au sommet actuel) des sills épais, existent souvent des faciès très particuliers montrant une structure cumulative relique. Ainsi, des cumulats à pyroxène sont particulièrement nets avec parfois près de 40% de diopside relique, ce dernier minéral se révélant très résistants aux altérations postmagmatiques.

-au sommet (c'est-à-dire à la base actuelle) des sills épais, il est possible de trouver des masses à contours nets, intrusives dans les faciès les plus courants. Ces roches sombres s'avèrent riches en minéraux ferri-

fères et en apatite. Le quartz y est présent. La paragenèse métamorphique montre, en particulier, du stilpnomélane, du glaucophane tandis que la roche encaissante plus banale et de toute évidence contemporaine, reste dans un faciès schiste vert ordinaire.

Précisons que les faciès cumulatifs et les roches sombres ne représentent qu'une très faible proportion du matériel basique des sills épais. Malgré tout, l'existence de ces faciès montre qu'au sein des sills les plus puissants du Versoyen, des processus de différenciation sont intervenus.

Ces processus sont de type cumulatif, tels ceux donnant entre autres les cumulats à pyroxène, ou d'autre type, conduisant alors à une évolution du chimisme des roches pour donner les roches sombres de sommet des sills.

Le processus de différenciation par cristallisation fractionnée avec séparation des cristaux, sous l'action de la pesanteur, pourrait être le phénomène expliquant l'existence des différents faciès observés dans les sills.

Ce type d'évolution d'un magma basique dans des sills massifs a été décrit dans de nombreux sills différenciés. Citons les plus classiques: sill des Palissades (300 m de puissance; WALKER - 1940), sills de Tasmanie (MAC DOUGALL - 1964), sills doléritiques de Ferrar en Antarctique (260 m de puissance; GUNN - 1963). Bien que les sills cités ici soient plus puissants que ceux du Versoyen, des sills et dykes différenciés de plus faibles épaisseurs ont été aussi décrits (Exemple dyke différencié de 30 m de puissance en Caroline du Nord; RAGLAND et al. - 1968). Ainsi que le font remarquer WAGER et BROWN (1967), la puissance d'un sill n'est pas la seule limitation à l'apparition d'une différenciation par cristallisation fractionnée et séparation des cristaux. Examinons donc le mécanisme de refroidissement d'un sill afin de cerner les limitations physiques à l'existence de cette différenciation.

2- Solidification d'un sill : possibilité d'existence d'une différenciation par cristallisation fractionnée dans les sills du Versoyen.

Lorsqu'un magma basaltique se met en place sous forme de sill dans un encaissant froid, le paramètre essentiel contrôlant le développement d'une éventuelle différenciation sera le temps nécessaire pour que le phénomène puisse atteindre une ampleur suffisante. Pratiquement, ce sera le temps écoulé entre le moment où l'intrusion se met en place et le moment où elle sera complètement solidifiée.

Immédiatement après l'intrusion, le magma est stationnaire dans un milieu froid (les pélites dans le cas du Versoyen). A partir de ce moment, ce magma va perdre sa chaleur par conduction à travers les sédiments froids. Un thermo-métamorphisme va affecter ces sédiments au contact du sill. En fait, l'épaisseur de la tranche affectée n'est pas très importante: quelques mètres au plus à cause de la faible conductance thermique des sédiments (MAC BIRNEY-1963). D'autres facteurs pourront intervenir sur la vitesse de refroidissement comme la cristallisation des minéraux (chaleur latente de cristallisation).

La perte de chaleur par le sill provoque la cristallisation à partir des bordures de ce sill et de façon symétrique au toit et au mur. L'épaisseur de ces bordures de refroidissement (chilled margin) peut être estimé à partir du calcul de JAEGER (1968):

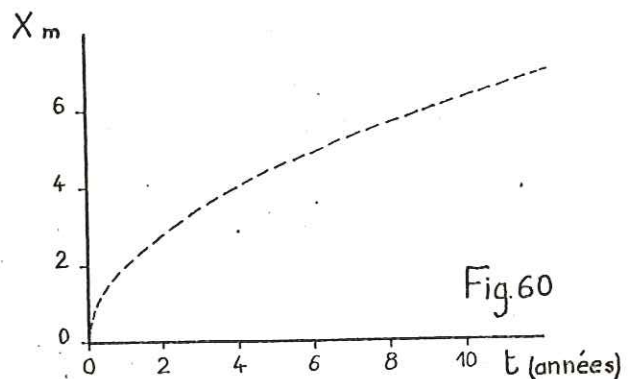
$$X \approx 2\sqrt{t}$$

x = épaisseur de la bordure figée, en mètres

t = temps depuis l'intrusion, en années

Cette formule donne les résultats suivants pour différentes périodes:

t: durée (années)	X: épaisseur de la bordure (mètres)
1	2
5	4,5
10	6,5



On se rend ainsi compte qu'un sill de 10 m de puissance sera complètement figé en 5 ans environ. JAEGER a également établi une relation permettant d'estimer le temps de solidification complète d'une intrusion en fonction de sa puissance. Cette formule est:

$$t \approx 0,014 D^2$$

Elle est établie pour un basalte se mettant en place à une température voisine de son liquidus (intervalle 1100 - 800° C).

Cette relation montre qu'une intrusion de 300 m de puissance met environ 1300 ans pour se figer; par contre, un sill de 50 m de puissance analogue à ceux du pic de l'Hermitte ou de l'Aiguille de Beaupré, cristallise complètement en 35 ans. Le problème est donc de savoir si, sur une période aussi courte, une différenciation par cristallisation fractionnée peut se développer.

Si cette différenciation se fait, comme on peut le supposer, par cristallisation puis décantation des cristaux, par gravité, la vitesse de chute des cristaux dans le magma est un paramètre important vis-à-vis du développement de cette tendance. La loi de STOKE permet de calculer cette vitesse :

$$V = \frac{2}{9} g r^2 \frac{d_s - d_l}{\eta}$$

La vitesse de chute (mm/s) est aussi établie pour des particules sphériques de rayon r (mm), g étant l'accélération de la pesanteur, d_s la densité du solide et d_l la densité du liquide de viscosité η (poise). En considérant un magma basique de densité $d_l = 2,58$ et de viscosité $\eta = 3000$ poises, les vitesses de chute des cristaux de plagioclase, olivine, augite et magnétite titanifère ont été calculées par WAGER et BROWN (1967). Ainsi pour des cristaux sphériques de même rayon, on obtient:

	plagioclase	olivine	augite	magnétite tit.
d_s	2,68	3,70	3,28	4,92
r_{mm}	1	1	1	1
$V_{m/an}$	23	256	160	535

Ce calcul montre bien l'importance de la densité du minéral sur sa vitesse de chute. En fait, il faut remarquer que dans la loi de STOKE, le terme rayon de la particule intervient au carré, ce paramètre est donc très important. Ainsi pour une olivine la vitesse de chute évolue de la façon suivante en fonction du rayon:

r_{mm}	0,5	1	2
$V_{m/an}$	64	256	1024

Ces ordres de grandeur sont intéressants car ils montrent qu'un sill de 50 m tel qu'il en existe à l'Aiguille de l'Hermitte par exemple, met 3 mois seulement à se décanter totalement de ses augites intratelluriques si celles-ci ont une taille de 1 mm. Remarquons que, dans le même temps, une bordure de refroidissement de 1 mètre seulement se sera formée. Ceci prouve que les faciès cumulatifs rencontrés à la base des sills massifs se sont formés très rapidement.

Il semble donc qu'une cristallisation fractionnée ait le temps de se développer tout au long des 35 ans que mettra un sill de 50 m de puissance à se figer. Malgré tout, dans les grandes intrusions (Skøergaard, Stillwater...), la ségrégation des cristaux au fur et à mesure de leur croissance produit un rubanement typique (layering). Ce rubanement n'existe pas dans la majorité des sills différenciés décrits dans la littérature (Palissades, Ferrar ...). Dans les sills épais du Versoyen, aucun rubanement pouvant être interprété comme le résultat d'une sédimentation magmatique de cristaux n'a été observé. Ceci laisse supposer qu'un processus un peu différent de la précipitation des cristaux est à l'origine de la différenciation dans les sills.

On peut d'abord penser avec JAEGER et JOPLIN (1956) que seuls les cristaux de taille assez importante existant déjà dans le magma lors de sa mise en place, se sont décantés. C'est cet épisode ségrégatif initial qui doit être à l'origine des cumulats à pyroxène comme l'échantillon Gg 8 ou des cumulats à pyroxène et plagioclase de 5 à 10 mm tel que Gg 22. HESS (1956) propose une interprétation à ce type d'intrusion différenciée sans rubanement. Pour cet auteur, la cristallisation se développerait dans les sills, à partir des bordures de refroidissement, et ceci particulièrement dans les sills. Contre ces bordures, d'épaisseur inférieure à 300 m, un refroidissement forcé du magma aurait lieu donnant ainsi un niveau préférentiel de cristallisation, contrairement aux intrusions de type Skøergaard où la cristallisation a lieu dans toute la masse magmatique. Ce refroidissement forcé crée des courants de convection dans l'épaisseur du sill, qui vont être à l'origine de la différenciation. En effet, le fractionnement géochimique serait dû, dans ce processus, à la circulation du magma qui alimenterait la croissance des minéraux à l'interface solide-liquide, puis le courant convectif s'éloignant de cette zone évacue la chaleur et surtout les éléments qui ne sont pas entrés dans le réseau cristallin, c'est-à-dire essentiellement les alcalins, le fer, la silice. Une lignée différenciée pourra ainsi se développer sans apparition du rubanement provoqué par une précipitation de cristaux.

Cette hypothèse semble s'accorder avec les faits observés dans les sills épais du Versoyen: faciès cumulatif à la base des sills, produits différenciés en bouffées vers le sommet dans un encaissant constitué de faciès assez homogène, absence de rubanement. Dans ce schéma interprétatif, les cumulats type Gg 8, Gg 22 seraient donc des produits précoces de ségrégation des minéraux d'origine profonde qui accompagneraient le magma lors de sa mise en place. Les faciès différenciés seraient, par contre, le résultat du fractionnement induit par les courants convectifs.

Par ailleurs, l'étude pétrographique montre que la lignée géochimique issue du processus décrit ci-dessus semble bien exister. En effet, les faciès cumulatifs montrent des minéraux reliques (diopside) ou métamorphiques (chlorite) très magnésiens, alors que les dolérites constituant la plus grande partie des sills montrent, en particulier, des pyroxènes reliques plus ferrifères (augite). De plus, les bouffées sommitales sont particulièrement enrichies en fer (stilpnomélane, oxyde), silice (quartz abondant), phosphore (apatite), éléments résiduels de la cristallisation fractionnée.

3 - Etude des éléments à distribution peu perturbée par les altérations postmagmatiques.

a - Sélection des éléments traceurs des processus d'origine magmatique

L'examen des histogrammes de fréquence a montré que la distribution de certains éléments est très peu ordonnée et semble refléter l'existence d'altérations postérieures aux processus magmatiques. Ceci est particulièrement net pour le calcium dont la distribution s'étale entre des teneurs normales pour des basaltes jusqu'à zéro sans qu'un mode ne se dégage avec netteté. Ce type de distribution ne peut être le fait de roches non modifiées. Effectivement, tant les données de terrain que l'étude pétrographique, ont montré que les dolérites constituaient un groupe relativement homogène, donc si les teneurs en CaO n'avaient pas été modifiées un mode devrait se dégager autour d'une valeur acceptable pour des dolérites (9 à 11%).

Au contraire, Na₂O montre bien une distribution ordonnée, mais le mode très net de cet histogramme (Na₂O = 4,25%) est trop élevé pour des dolérites.

Ce type de répartition tant pour CaO que pour Na₂O évoque nettement une spilitisation. Ce point sera développé plus loin, mais il est évident qu'il faut exclure Na₂O et K₂O ainsi que CaO d'une étude sur les processus magmatiques si une altération de type spilitique s'est développée dans les dolérites. De même, le silicium peut être impliqué dans les migrations d'éléments provoqués par une spilitisation, cet élément ne peut être retenu pour suivre un processus magmatique tel que la différenciation.

Par contre, de nombreux auteurs ont noté la stabilité de l'Al dans les processus d'altération, dont la spilitisation. De même Fe, Mg, Ti sont des éléments dont la répartition est moins sensible aux altérations que celle des éléments alcalins par exemple. C'est également le cas pour Cr, Ni, Co et V, parmi les éléments en traces. Tous ces éléments sont d'ailleurs fréquemment utilisés avec succès pour discuter de l'origine ortho ou para de roches amphiboliques par exemple, car ils constituent de bons traceurs des processus magmatiques, sans que leur distribution soit perturbée par les phénomènes postmagmatiques (LEAKE-1964).

Ce sont donc ces éléments que nous utiliserons pour essayer de définir la succession des processus magmatiques dans les dolérites des sills.

b - Le magnésium, le fer et le titane - Indice FeO*/MgO

La distribution du magnésium dans les dolérites montre un mode pour 7,75% de MgO. Cette teneur est compatible avec la teneur moyenne pour les tholéiites océaniques donnée par ENGEL et al. (1965): Mg = 7,19%. Par ailleurs, l'histogramme de fréquence montre un étalement vers les faibles teneurs en MgO; or il faut remarquer que parmi ces roches à faible teneur en MgO se trouvent toutes les roches qui ont été interprétées comme des faciès différenciés au cours de l'étude pétrographique. Au contraire, vers les fortes teneurs en MgO, se retrouvent deux échantillons très particuliers dont l'un (Gg 22) montre une structure cumulative relique et l'autre (Gi 2) s'est révélé particulièrement riche en une chlorite très magnésienne. Il semble donc que la teneur en MgO soit une fonction du faciès des dolérites.

Les teneurs en Fe₂O₃tot des dolérites sont assez dispersées mais le mode qui se dégage pour Fe₂O₃tot = 11,0% est en assez bon accord avec la moyenne donnée par MANSON (1967) pour les basaltes (Fe₂O₃tot = 11,9%). ENGEL et al. (1965) donnent une moyenne plus faible pour les basaltes tholéitiques océaniques : Fe₂O₃tot = 9,57%. On constate que les roches dites différenciées sont les plus riches en fer.

Il semble donc que la répartition de MgO et Fe₂O₃ dans les dolérites ne soit pas trop perturbée par les altérations postmagmatiques.

Puisque l'étude pétrographique a prouvé qu'il existait une tendance différenciée, il paraît intéressant d'utiliser le rapport FeO/MgO comme indice de différenciation. Ainsi que le font remarquer MIYASHIRO et al. (1969), FeO est susceptible d'oxydation dans les altérations; il est alors plus efficace d'utiliser FeO_{total} que FeO. C'est donc le rapport FeO*/MgO qui sera employé. L'histogramme de fréquence de ce rapport (fig. 61) montre un mode très accusé pour FeO*/MgO = 1,25. Cette valeur correspond à la valeur du rapport FeO*/MgO, calculée à partir de la composition moyenne des tholéiites océaniques donnée par ENGEL et al. (1965) soit FeO*/MgO = 1,20. Rappelons à titre de comparaison qu'un basalte alcalin moyen (composition d'après ENGEL et al - 1965) a un rapport FeO*/MgO = 1,97.

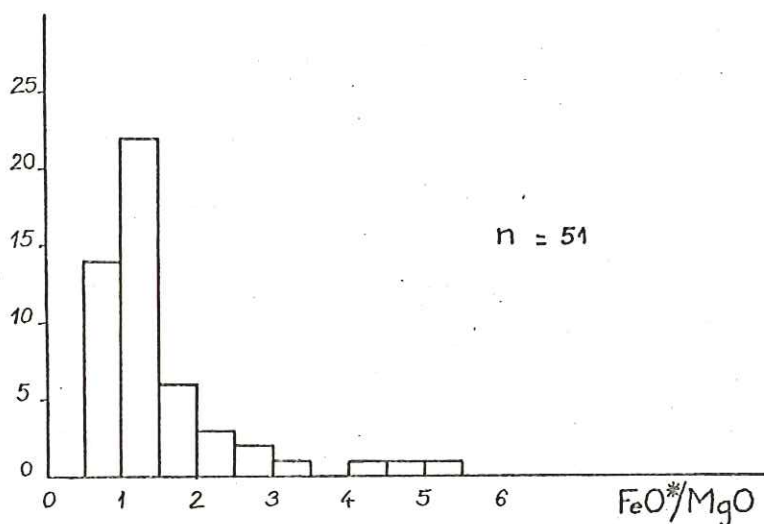


Fig.61__ Histogramme des fréquences du rapport FeO*/MgO dans les dolérites

Dans les dolérites du Versoyen ce rapport apparaît donc non modifié par l'altération, et sa variation doit donc être significative de l'évolution de la composition des roches au cours des processus magmatiques. Ce rapport doit augmenter avec la différenciation dans les produits évolués, ou diminuer avec l'accumulation des minéraux précoces. On constate ainsi que l'histogramme montre une décroissance progressive vers les rapports FeO*/MgO élevés traduisant bien l'existence de faciès différenciés avec enrichissement en fer. Ce type d'évolution est caractéristique de la différenciation des magmas tholéitiques (exemple Skaergaard).

La fig. 62 montre clairement la chute des teneurs en MgO avec l'augmentation de FeO*/MgO. L'allure remarquablement régulière de cette tendance peut d'ailleurs constituer un argument supplémentaire pour voir dans la répartition du fer et du magnésium, une répartition magmatique non perturbée.

A partir de ce graphe, il est possible de distinguer un groupe de faciès différenciés pour FeO*/MgO > 1,8. Dans ce groupe, FeO*/MgO

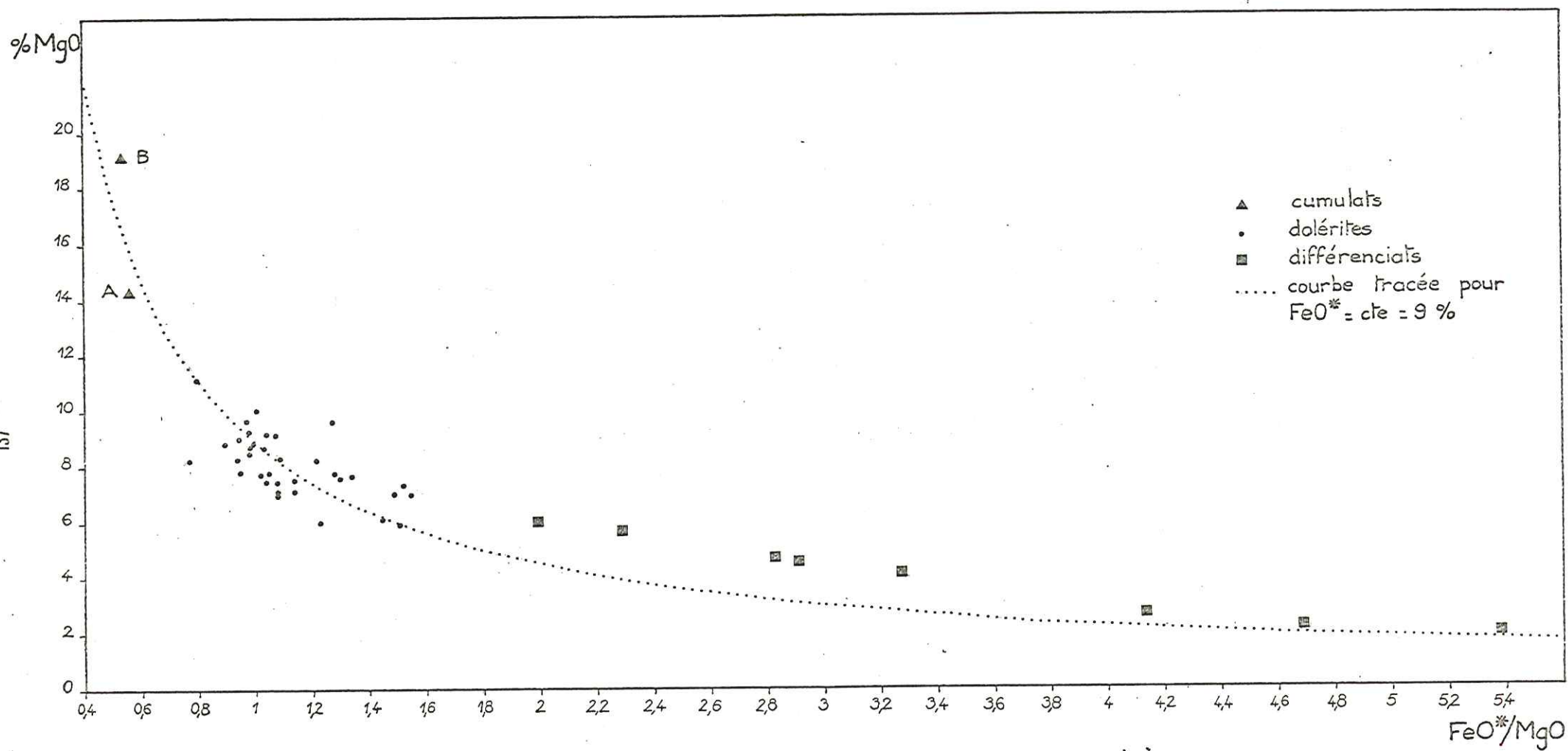


Fig.62 — Variation de MgO en fonction de FeO*/MgO

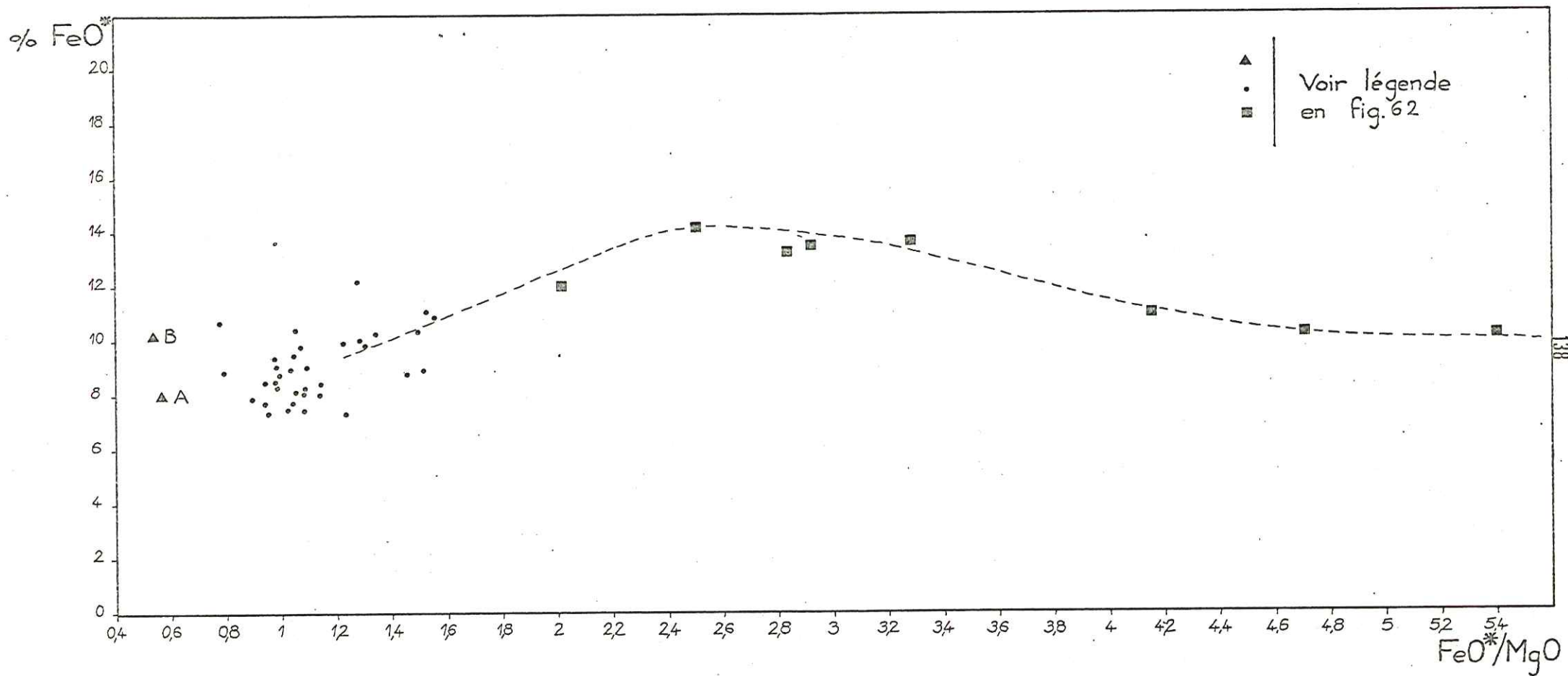


Fig. 63 — Distribution de FeO^* en fonction de FeO^*/MgO

s'élève jusqu'à 5,4 tandis que MgO tombe régulièrement de 6% à 2%, c'est-à-dire que l'on atteint la limite inférieure acceptable pour des teneurs de basaltes selon MANSON (1967).

A l'opposé, deux échantillons se distinguent radicalement de tous les autres par leurs rapports FeO^*/MgO très faibles ($\text{FeO}^*/\text{MgO} = 0,55$) et leurs teneurs en MgO particulièrement élevées (14 - 19%). L'une de ces roches, Gg 22 (A) a été définie comme un cumulat à pyroxène et plagioclase au cours de l'étude pétrographique. L'accumulation des minéraux précoces, donc les plus magnésiens, paraît donc être à l'origine de ce type de roche. Pour l'échantillon Gi 2 (B), l'étude pétrographique n'a pas permis de déceler une structure cumulative relique. En fait, seules les chlorites très magnésiennes sont abondantes dans la roche; on peut donc se demander si celles-ci ne sont pas le résultat de la déstabilisation des forstérites d'un cumulat riche en olivines expliquant ainsi sa teneur très élevée en MgO de 19%.

Entre ces cumulats et les différenciés, il est maintenant possible de définir un groupe de roches à rapport FeO^*/MgO compris entre 0,8 et 1,8, à teneur en MgO entre 6 et 10%, qui paraissent donc constituer le groupe des dolérites moyennes. Ce groupe présente l'effectif le plus important et cela correspond bien à la pondération que l'on peut estimer sur le terrain entre les faciès cumulatifs et différenciés d'une part, et le groupe des dolérites banales d'autre part. En effet, cumulats et différenciés ne représentent qu'une infime fraction de toute la masse des roches vertes des sills du Versoyen (< 1 - 2% ?). Ce ne sont en fait, que les termes extrêmes, très peu abondants de tendances de différenciation affectant des masses basiques relativement peu importantes.

Si l'on considère maintenant la courbe de la fig. 62, on constate que sa forme très régulière paraît assimilable à une branche d'hyperbole. En fait, on peut tracer une hyperbole $\text{MgO} = \frac{A}{1 + (\text{FeO}^*/\text{MgO})}$ avec $A = \text{FeO}^* = 9\%$, qui constitue une bonne régression pour le groupe des cumulats et des dolérites moyennes. Toutefois, au niveau des termes différenciés (à partir de $\text{FeO}^*/\text{MgO} = 2$), les points suivent une courbe située au-dessus de l'hyperbole avant de se confondre à nouveau avec elle pour les valeurs élevées (> 4) de FeO^*/MgO . Ceci peut être interprété comme une augmentation des teneurs en FeO^* au-dessus de la valeur constante $\text{FeO}^* = 9\%$ choisie pour tracer l'hyperbole.

La répartition de FeO^* en fonction de FeO^*/MgO (fig. 63) ne donne pas le même type de graphe que MgO. L'allure hyperbolique de la répartition de MgO est remplacée par une courbe présentant un maximum en FeO^* pour $\text{FeO}^*/\text{MgO} \simeq 2,4$.

On constate que le groupe des dolérites moyennes présente des teneurs en FeO^* comprises entre 7 et 11%. Rappelons que ENGEL et al. (1965) proposent $\text{FeO}^* = 8,61$ pour le basalte tholéitique océanique moyen. Les teneurs en FeO^* du groupe des dolérites moyennes du Versoyen encadrent parfaitement la valeur proposée par ces auteurs. A l'intérieur de ce groupe, une faible corrélation positive entre FeO^* et FeO^*/MgO semble exister. Cette tendance se poursuit avec les produits différenciés jusqu'à $\text{FeO}^*/\text{MgO} \simeq 2,4$. Pour ce rapport, la teneur en FeO^* culmine vers 14% avant de redescendre; pour se stabiliser à 10% pour les valeurs extrêmes de FeO^*/MgO . Il apparaît ainsi que les teneurs en fer augmentent avec la différenciation puis redécroissent lorsque celle-ci est extrême. La cause de ce comportement peut être l'évolution du chimisme des minéraux ferromagnésiens avec la différenciation. L'étude du chimisme des pyroxènes reliques a montré, en particulier, que ceux-ci évoluaient depuis des termes magnésiens (diopside) vers des termes ferrifères (augite). D'autre part, les roches pour lesquelles $\text{FeO}^*/\text{MgO} \simeq 2,4$ sont celles qui contiennent le plus d'ilménomagnétite relique à structure squelettique, typiquement d'origine magmatique (9% en volume). La quanti-

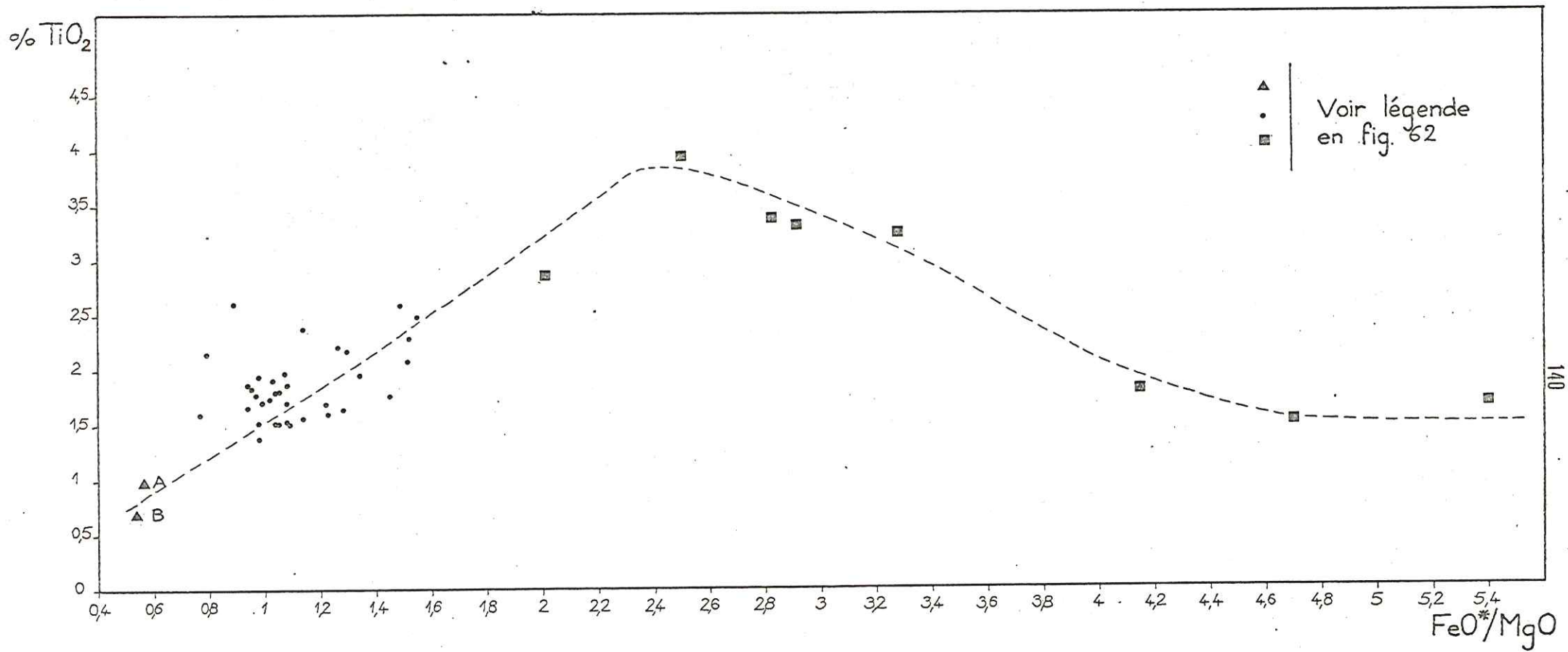


Fig. 64 — Distribution de TiO₂ en fonction de FeO*/MgO

té d'oxyde diminue ensuite lorsque FeO^*/MgO augmente. La cause de l'augmentation des teneurs en fer pour $\text{FeO}^*/\text{MgO} \approx 2,4$ doit donc être recherchée dans une combinaison de plusieurs facteurs: l'évolution du chimisme des pyroxènes vers un pôle ferrifère, l'enrichissement en oxydes de ces roches par rapport aux dolérites moyennes. La retombée des teneurs en FeO^* pour $\text{FeO}^*/\text{MgO} > 3,4 - 3,6$ s'explique donc peut-être par la moins grande abondance en minéral des roches qui présentent ces rapports.

Il faut remarquer que les cumulats restent à des teneurs en FeO^* sensiblement analogues à celles des dolérites moyennes.

Le diagramme de répartition des teneurs en TiO_2 en fonction de FeO^*/MgO (fig. 64) montre une tendance générale analogue à celle de FeO^* : corrélation positive entre TiO_2 et FeO^*/MgO jusqu'à $\text{FeO}^*/\text{MgO} \approx 2,4$ où TiO_2 atteint la valeur maximale de 4% environ, puis diminution des teneurs en TiO_2 alors que FeO^*/MgO continue à croître.

Les cumulats sont appauvris en TiO_2 , leur teneur étant comprise entre 0,5 et 1%, tandis que la teneur moyenne en TiO_2 du groupe des dolérites moyennes est de 1,5%. L'augmentation des teneurs en TiO_2 avec FeO^*/MgO croissant dans ce groupe peut être imputée à l'évolution du chimisme des clinopyroxènes, mais les teneurs de 4% pour $\text{FeO}^*/\text{MgO} \approx 2,4$ ne peuvent être attribuées uniquement à cette cause, les pyroxènes n'étant d'ailleurs pas des augites titanifères dans ces roches. Par contre, nous avons vu que la cristallisation des minéraux et, en particulier, de l'ilménomagnétite était importante au niveau de ce type de roche. Elle peut alors expliquer ces teneurs anormales en titane. Ceci nous conduit à admettre que lorsque le magma a atteint, au cours de son évolution, le rapport $\text{FeO}^*/\text{MgO} \approx 2,2 - 2,4$ et pour les conditions thermodynamiques particulières qui régnaient à ce moment ($P, P_{\text{H}_2\text{O}}, P_{\text{O}_2}, \theta$), une cristallisation abondante de l'ilménomagnétite est intervenue. Le magma résiduel de cet épisode s'est trouvé appauvri en TiO_2 et ceci explique la décroissance régulière des teneurs en TiO_2 des roches qui ont cristallisé avec $\text{FeO}^*/\text{MgO} > 2,4$. Les teneurs en TiO_2 retombent alors à la valeur de 1,5% qui était celle des dolérites moyennes. On peut donc se demander si la précipitation des ilménomagnétites ne crée pas une anomalie géochimique en TiO_2 au-dessus d'un fond ($\text{TiO}_2 \approx 1,5\%$) constitué, en première approximation, par les teneurs en titane des clinopyroxènes.

Les répartitions de MgO , FeO^* et TiO_2 en fonction de l'indice de différenciation FeO^*/MgO permettent donc de dégager plusieurs faits et d'en confirmer d'autres. Ainsi, les conclusions de l'étude pétrographique sont confirmées: il existe bien des faciès cumulatifs à la base des sills et ceux-ci se caractérisent par leur teneur en MgO , très supérieure (14 - 19% MgO) à celle de tous les autres faciès des sills, et leur teneur en TiO_2 faible (0,5 à 1% TiO_2). La nature cumulative de metabasite comme Gi 2, supposée d'un point de vue pétrographique (roche essentiellement chloriteuse, cf. p.81) se trouve confirmée par ses caractères géochimiques. Les termes différenciés qui se distinguaient déjà nettement d'un point de vue pétrographique par leur minéralogie particulière (stilpnomélane, glaucophane, ilménomagnétite, apatite...) sont caractérisés par leur rapport FeO^*/MgO élevé qui peut atteindre 5,4. L'existence d'un épisode ségrégatif à ilménomagnétite paraît démontré au niveau des roches à $\text{FeO}^*/\text{MgO} \approx 2,4$. Il semble également que le chimisme des clinopyroxènes ait un rôle important vis-à-vis du chimisme global de la roche. L'utilisation des éléments de transition en trace se révélera particulièrement efficace pour approfondir et détailler l'étude des différents processus pétrogénétiques esquissée avec MgO , FeO^* et TiO_2 .

Par ailleurs, le groupe des faciès doléritiques moyens est facilement identifiable par son rapport FeO^*/MgO compris entre 0,8 et 1,8. Tant par son rapport moyen FeO^*/MgO de 1,25 que par ses teneurs moyen-

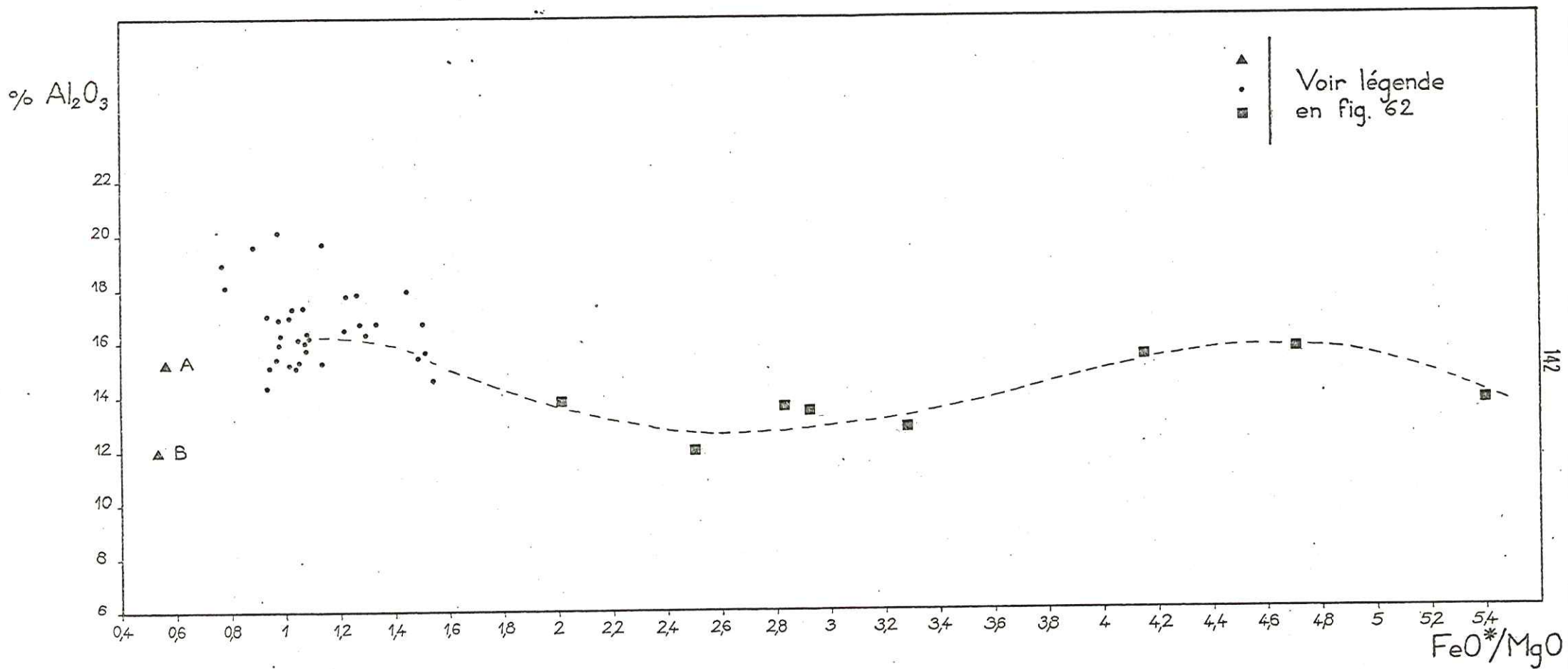


Fig.65 — Distribution de Al₂O₃ en fonction de FeO*/MgO

nes en MgO (7,75%), FeO^* (9%) et TiO_2 (1,5%), ce groupe peut être considéré comme la souche basaltique indifférenciée. Ses affinités avec les basaltes tholéitiques océaniques paraissent très étroites.

c - L'aluminium

Les dolérites des sills du Versoyen montrent un important étalement des teneurs en Al_2O_3 entre 11,5 et 20,5% (fig. 58). Un mode se détache pour $Al_2O_3 = 15,25\%$. Ce mode correspond à la teneur moyenne en Al_2O_3 donnée par MANSON (1967) pour les dolérites tholéitiques d'olivine, soit $Al_2O_3 = 15,4\%$. Cet auteur donne également la moyenne de $Al_2O_3 = 15,1$ pour les dolérites tholéitiques s.l. Par contre ENGEL et al. (1965) proposent la valeur moyenne $Al_2O_3 = 17,04\%$ pour les basaltes tholéitiques océaniques.

Dans les métadolérites du Versoyen, les seuls minéraux importants comportant de l'aluminium dans leur structure cristalline sont l'albite, l'épidote et la chlorite. Albite et épidote représentent les minéraux de déstabilisation des plagioclases initiaux. On peut donc penser que la distribution de Al_2O_3 dans les métadolérites donne une mesure de la variation de la quantité de plagioclase dans la roche, sinon une mesure de l'évolution du chimisme de ces plagioclases.

En fait, la variation du chimisme des plagioclases ne doit pas être un facteur important de variation des teneurs en Al_2O_3 . Dans le cas d'une intrusion basique très différenciée comme le Skaegaard, les plagioclases évoluent entre un pôle An 77 et un pôle An 34 (WAGER et BROWN 1967) ce qui représente une variation des teneurs en Al_2O_3 de 32 à 24% environ. Cette variation est donc faible et doit être encore plus limitée dans le cas de sills tels ceux du Versoyen où la différenciation n'a pu atteindre les proportions de celle affectant les grandes intrusions basiques. Ainsi, il est probable que la variation des teneurs en Al_2O_3 recouvre, en première approximation la variation de la proportion volumétrique en plagioclase des dolérites.

Les teneurs en Al_2O_3 ont été reportées en fonction du rapport FeO^*/MgO . Ce diagramme (fig. 65) montre que dans un groupe homogène comme celui des dolérites moyennes, il existe une dispersion des teneurs en Al_2O_3 entre 14,5 - 18% sans faire intervenir une hypothétique variation de composition de ces plagioclases. Il faut d'ailleurs noter que ceux-ci étaient zonés, ainsi que le montre la répartition souvent concentrique de l'albite et de l'épidote dans les pseudomorphoses.

A partir de ce groupe moyen, on observe une diminution des teneurs en Al_2O_3 lorsque FeO^*/MgO augmente jusqu'à ce que ce rapport atteigne la valeur de 2,4 - 2,6. Puis les teneurs en Al_2O_3 semblent augmenter de nouveau jusque vers $FeO^*/MgO \approx 4,6$ avant de décroître à nouveau pour les valeurs extrêmes de FeO^*/MgO .

Les teneurs en Al_2O_3 descendent à 12% pour $FeO^*/MgO \approx 2,4 - 2,6$ et cette diminution doit correspondre à une moins grande abondance des plagioclases. Or, on sait que pour $FeO^*/MgO \approx 2,4$, la cristallisation des minerais est très importante, donc, corrélativement les roches issues de cet épisode vont être relativement appauvries en plagioclase. La diminution des teneurs en Al_2O_3 pour $FeO^*/MgO \approx 2,4$ ne traduit donc pas obligatoirement une diminution dans le taux de cristallisation des plagioclases, mais plutôt l'existence d'une phase de cristallisation brutale, volumétriquement importante de minéraux dans lesquels l'aluminium n'est pas impliqué : les minerais.

Ceci paraît d'autant plus probable qu'une fois cet épisode terminé, les teneurs en Al_2O_3 des roches remontent jusque vers 15,5 - 16% pour $FeO^*/MgO \approx 4,6$, c'est-à-dire jusqu'à des valeurs sensiblement analogues à celles du groupe des dolérites moyennes quoique un peu inférieures.

La diminution des teneurs en Al_2O_3 pour $FeO^*/MgO > 4,6$ est difficilement interprétable puisqu'elle s'appuie sur un unique point.

Les faciès cumulatifs montrent des teneurs en Al_2O_3 très différentes selon le type de cumulat. L'échantillon Gg 22 (A) dans lequel des plages rectangulaires, dispersées, de 5 à 10 mm de long sont visibles et attribuables à des phénocristaux de plagioclase grâce à leur minéralogie à albite, épidote, montre une teneur en Al_2O_3 très basse : 12%. Ce cumulat à olivine probable et pyroxène devait, malgré tout, contenir du plagioclase car, olivine et pyroxène seuls ne sont pas suffisants pour atteindre cette teneur en Al_2O_3 . On peut donc penser que le plagioclase existait dans cette roche sinon en phase cumulus du moins, peut-être, en phase intercumulus.

Ainsi la distribution de Al_2O_3 reflète la plus ou moins grande abondance des dolérites en plagioclase. Ceci est très visible au niveau des cumulats de minéralogie différente, plus ou moins riches en plagioclase, ou au niveau de phase de cristallisation abondante de minéraux non aluminés comme les minerais, les roches produites étant alors appauvries en plagioclases donc en Al_2O_3 .

Par contre, il ne semble pas possible à partir de l'étude de la distribution de Al_2O_3 , en fonction d'un indice de différenciation comme FeO^*/MgO , de déceler une évolution dans la composition de ces plagioclases vers un pôle acide avec FeO^*/MgO croissant.

d - Les éléments de transition en trace

* Comportement géochimique des éléments de transition - Rappels

Si les règles de diadochie de GOLDSCHMIDT (1937) revues par RINGWOOD (1955), basées essentiellement sur la taille relative et la charge des ions, permettent d'expliquer le comportement et la distribution de nombreux éléments, ces règles se révélaient incapables d'expliquer le comportement des éléments de transition. La théorie du champ cristallin mettant en jeu les énergies de stabilisation des ions dans les structures cristallines (BURNS 1968) a permis de mieux comprendre la distribution de ces éléments dans les minéraux au cours des processus pétrogénétiques. Les études sur les processus de fractionnement au cours de la cristallisation fractionnée des magmas basiques (ex: Skaergaard, WAGER et MITCHELL - 1951) ont largement contribué à faire progresser la connaissance sur le mode de répartition des éléments de transition. Il est actuellement possible de comprendre comment se distribuent ces éléments au cours d'une cristallisation et surtout dans quelles phases minérales et en quelles quantités relatives.

.Le chrome

Le chrome montre un enrichissement important dans les roches issues de stade précoce de cristallisation. Il est alors incorporé au réseau cristallin des clinopyroxènes initiaux (diopside). Par contre, les olivines ne comportent pas de sites favorables au chrome. Avec la progression du fractionnement, les teneurs en chrome diminueront alors que le magma résiduel s'enrichira en fer (ex: Skaergaard). Ainsi, les pyroxènes plus tardifs ferri-fères seront pauvres en Cr. Magnétite et ilménite peuvent contenir des teneurs assez importantes de chrome, mais la précipitation assez tardive de ces minéraux se produira alors que le magma sera déjà appauvri en chrome. De ce fait, le rôle de ces minéraux sur la répartition du chrome est sensiblement amoindri.

Le chrome est un élément caractéristique des roches basiques et ultrabasiques. Sa concentration dans les roches diminue rapidement depuis les termes ultrabasiques jusqu'aux produits acides. Dans le champ des basaltes les teneurs moyennes suivantes sont données par les auteurs :

Cr	:	172 ppm	TUREKIAN, CARR (1963)
		200 ppm	VINOGRADOV (1961)
		162 - 168 ppm	PRINZ (1967)

L'étalement des teneurs est généralement important, malgré tout, des teneurs s'étalant entre 0 et 550 ppm sont admises pour les basaltes qu'ils soient alcalins ou tholéiitiques. Des teneurs plus élevées se rencontrent dans les faciès cumulatifs s'olivine, pyroxène, magnétite montrant de fortes concentrations en MgO. La teneur moyenne en Cr des basaltes varie selon le type :

basalte à quartz normatif	médiane	125 ppm	PRINZ (1967)
basalte à olivine normative	"	185 ppm	

Pour ces deux types de basaltes, le rapport Cr/Ni est identique: Cr/Ni \approx 2,05 (PRINZ 1967).

.Le nickel

Dans toutes les séries de minéraux, l'enrichissement en nickel est toujours précoce. Pour un même rapport Mg/Fe, les teneurs en nickel décroissent d'une espèce minérale à l'autre dans l'ordre suivant:

olivine, orthopyroxène, clinopyroxène, amphibole

De plus, entre olivine et pyroxène coexistant, le Ni sera plus abondant dans les olivines que dans les pyroxènes. Ce fait a été bien établi par WAGER et MITCHELL (1951) au cours de leur étude du massif basique différencié du Skaergaard.

Dans la série des olivines, Ni est plus abondant dans les forstérites précoces que dans les termes plus ferrifères tardifs.

Plus encore que le chrome le nickel est un élément lié aux roches basiques et ultrabasiques. Une compilation de la littérature fournit les teneurs moyennes suivantes pour les roches basaltiques:

Ni	:	300 ppm	EDEL'SHTEIN (1960)
		130 ppm	TUREKIAN WEDEPOHL (1961)
		160 ppm	VINOGRADOV (1962)
		88 - 90 ppm	(mode: 75 ppm) PRINZ (1967)

Pour PRINZ (1967), les valeurs plus élevées que la moyenne qu'il propose, seraient le fait de roches cumulatives.

Le nickel étant essentiellement fixé dans les olivines, les teneurs en Ni des basaltes alcalins sont plus élevées que celles des basaltes tholéiitiques.

.Le vanadium

Les teneurs en vanadium des roches augmentent jusqu'au stade moyen de différenciation puis décroissent dans les stades tardifs. Son comportement est donc nettement distinct de celui de Ni et Cr. Les olivines sont très peu riches en V, mais par contre les pyroxènes en contiennent des teneurs appréciables. En fait, ce sont surtout l'ilménite et la magnétite qui constituent les sites préférentiels de V. Ceci s'explique par le camouflage de V³⁺ dans le site Fe²⁺.

Dans les roches basaltiques, les teneurs moyennes en V suivantes, ont été relevées:

tholéiite	V = 330 ppm	TUREKIAN, WEDEPOHL (1961)
basalte à ol.	V = 140 ppm	WEDEPOHL (1962)

Il faut noter que les basaltes tholéitiques à olivine normative sont pauvres en V car ils se forment au cours de stade précoce de fractionnement, alors que les basaltes alcalins à olivine normative sont plus riches en V. Ces basaltes représenteraient des stades moyens de fractionnement.

Pour leur part, ENGEL et al. (1965) donnent les teneurs moyennes suivantes:

basalte tholéitique océanique	V = 292 ppm
basalte alcalin	V = 252 ppm

.Le cobalt

Bien que fréquemment comparé à celui de Ni, le comportement du cobalt en est sensiblement différent. Ainsi, l'enrichissement précoce en Co est nettement moins marqué que pour Ni. Par contre, Co comme Ni a un coefficient de partage entre olivine et pyroxène favorable aux olivines. Enfin, contrairement à Ni, le cobalt est présent dans les magnétites et ilménites en quantité souvent plus importante que dans les pyroxènes. Avec la différenciation, les teneurs en Ni des roches chutent plus vite que celles en Co conduisant, ainsi, à une baisse du rapport Ni/Co avec le fractionnement.

La distribution du cobalt dans les roches basaltiques montre bien que cet élément a un comportement voisin de celui du nickel. Malgré tout, les teneurs en Co sont plus faibles et plus constantes que celles en Ni. Les teneurs moyennes en Co peuvent être relevées dans la littérature:

Co	45 ppm	VINOGRADOV (1962)
	48 ppm	TUREKIAN, WEDEPOHL (1961)
	35 ppm	UNKSOV, LODOCHNIKOVA (1961)
	40 ppm (médiane : 38 ppm)	PRINZ (1967)

La distribution du cobalt est le plus souvent lognormale avec une faible dispersion (CARR, TUREKIAN - 1961). Il semble que les basaltes à olivine normative contiennent plus de cobalt que tous les autres types de basaltes; par contre, basaltes alcalins et tholéitiques montrent des teneurs en cobalt analogues.

*Distribution des éléments de transition dans les dolérites des sills

.Le chrome

Dans les roches des sills de la zone du Versoyen, les teneurs en Cr sont extrêmement dispersées et s'étalent entre 10 et 725 ppm. Aucun mode n'est visible sur l'histogramme de fréquence des teneurs (fig. 66). Nous retrouvons là le comportement classique du chrome tel qu'il a été décrit dans les basaltes.

Afin d'expliquer cette distribution spécifique du chrome, les teneurs en Cr des roches ont été reportées en fonction du rapport FeO^*/MgO (fig. 67). L'étude de la distribution des éléments majeurs a montré qu'une lignée différenciée semblait exister dans ces sills épais et le rapport FeO^*/MgO est apparu comme le plus discriminant pour cette tendance.

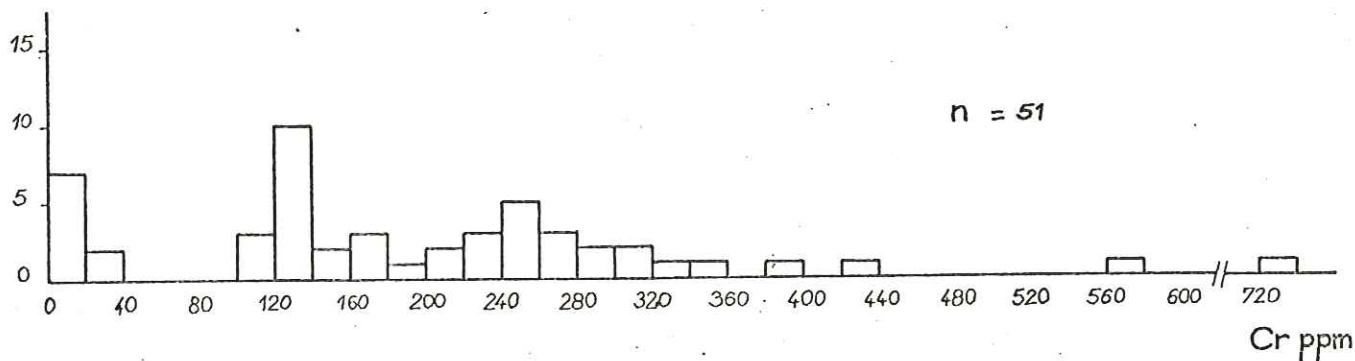


Fig.66 - Histogramme des fréquences de Cr dans les dolérites

Sur ce diagramme, les teneurs en Cr diminuent régulièrement depuis les termes moyens ("initiaux") avec FeO^*/MgO centré sur la valeur 1 et à teneur en Cr comprise entre 100 et 300 ppm, jusqu'aux termes très différenciés, enrichis en fer ($\text{FeO}^*/\text{MgO} \simeq 5$) pour lesquels la teneur en chrome tombe vers 20 ppm. Cette tendance régulière paraît liée à la variation de chimisme des pyroxènes au fur et à mesure de l'évolution générale du chimisme du magma résiduel vers un pôle ferrifère. L'étude du chimisme des pyroxènes reliques a montré l'existence d'une telle lignée de pyroxènes caractérisée par un enrichissement en fer (augite) avec la différenciation. Or, le chrome est un élément montrant une nette affinité pour les clinopyroxènes précoces (diopside); ainsi la cristallisation de ces pyroxènes tend à épuiser le chrome du magma. La courbe que l'on obtient avec FeO^*/MgO croissant est donc une courbe de tarissement du chrome dans le magma par les pyroxènes. Ce fait est appuyé par l'examen des teneurs en chrome des pyroxènes reliques:

- 0,6% Cr_2O_3 dans les cumulats précoces (Gg 22 : pt A, Gi 2 : pt B, fig.67)
- 0,1 - 0,2% Cr_2O_3 dans les termes moyens (Bk 5, Hg 26, Hg1)
- indosable dans les produits différenciés (Hg 29)

Un comportement identique du chrome a été observé dans tous les massifs basiques différenciés du type Skaergaard.

Pour les termes indifférenciés à rapport FeO^*/MgO compris entre 0,8 et 1,8, la dispersion des teneurs en chrome reste, malgré tout, importante. Les teneurs extrêmes sont respectivement de 16 et 577 ppm. On observe ainsi une gamme importante (1 à 35) de teneur en Cr sur un groupe de roches à rapport FeO^*/MgO limité, donc à priori peu évoluées les unes par rapport aux autres. Cette dispersion peut être le résultat soit d'une concentration en chrome variable dans les pyroxènes, soit d'une quantité variable de clinopyroxène (à teneur en Cr relativement constante) dans ces roches.. La première hypothèse est peu vraisemblable car la teneur en Cr des clinopyroxènes est clairement fonction du degré de différenciation et donc du rapport FeO^*/MgO . Si cette hypothèse était vérifiée, les points figurant les roches sur le diagramme Cr - FeO^*/MgO se disposeraient plutôt sur une portion de courbe reliant les cumulats aux produits différenciés et ne montreraient pas un étalement perpendiculaire à une telle courbe.

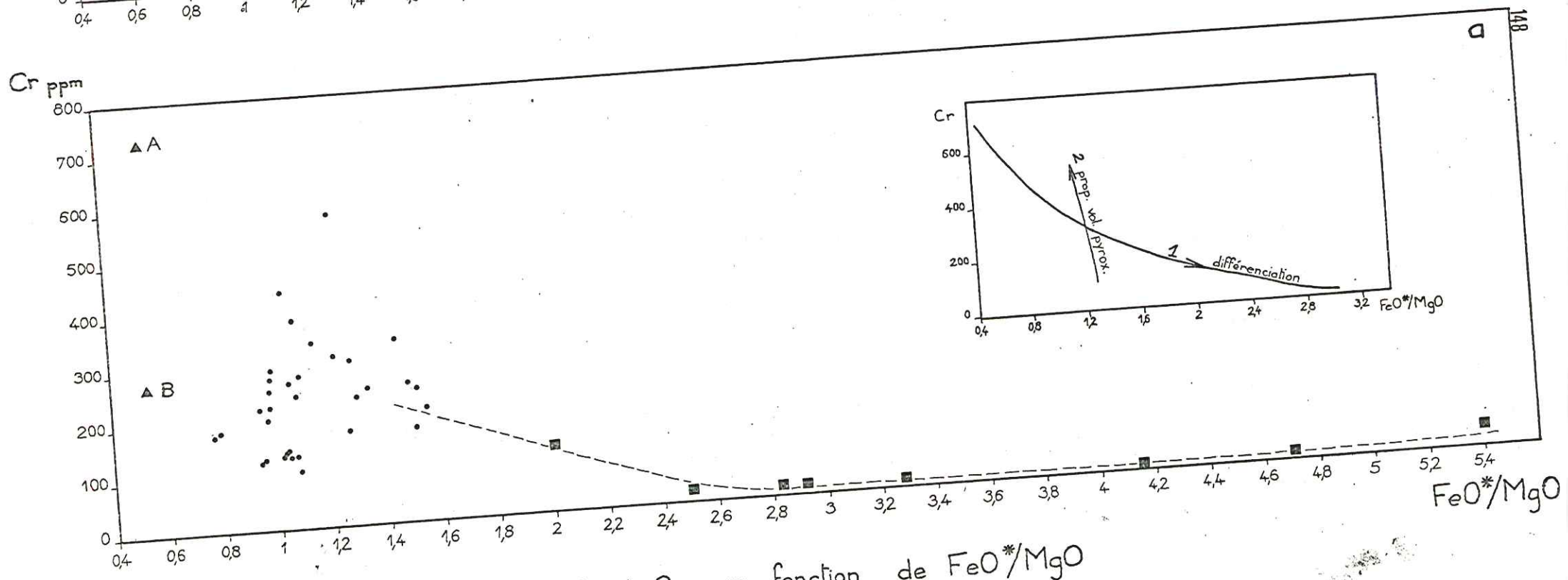
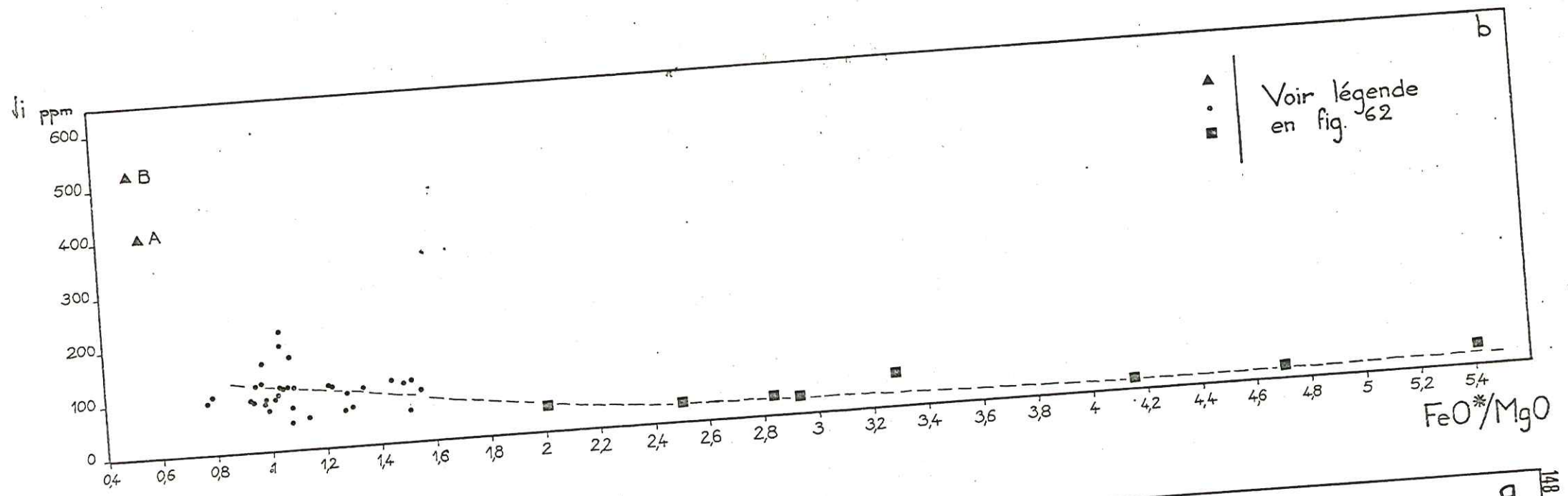


Fig. 67 — Distribution de Ni et Cr en fonction de FeO*/MgO

La seconde hypothèse paraît plus vraisemblable, car elle suppose des pyroxènes apparus sur un intervalle de différenciation court, donc des pyroxènes à rapport FeO^*/MgO sensiblement constant. Cette tendance 2 liée à la proportion volumétrique de pyroxène (fig.67) se surimpose donc orthogonalement à la tendance 1 de différenciation. La pente de cette tendance 2 est très forte mais négative, en effet les analyses à la microsonde ont montré que les clinopyroxènes reliques ont des rapports FeO^*/MgO un peu inférieurs (0,9) à celui de la roche totale qui les contient (1,2), donc une augmentation de la proportion de pyroxène dans la roche tend à augmenter fortement sa teneur en Cr et à abaisser légèrement son rapport FeO^*/MgO global.

Cette seconde tendance est ainsi à l'origine de la dispersion des teneurs en chrome autour de l'évolution normale de différenciation, et peut être interprétée comme une évolution cumulative peu importante.

Certains échantillons montrent, par contre, une accumulation particulièrement importante. L'étude pétrographique (voir p. 77) a déjà montré que le pyroxène relique (diopside) pouvait être très abondant (examen éch. Gg 8). Il est par ailleurs chromifère. Ainsi l'échantillon Gg 22 (A) montre un rapport FeO^*/MgO très faible (0,56) avec une teneur en Cr élevée (725 ppm), qui est à mettre en rapport avec la présence de près de 40% de diopside relique. Il s'agit donc d'un cumulat pyroxénique précoce. Par contre l'échantillon Gi 2 (B) bien qu'ayant un rapport FeO^*/MgO aussi faible que celui de Gg 22 (0,53) présente une teneur en Cr (272 ppm) analogue à celle des roches à FeO^*/MgO plus élevé. On peut penser que l'enrichissement en MgO de cette roche n'est pas le fait d'une accumulation de pyroxènes précoces (diopside) qui augmenteraient sa teneur en chrome, mais plus certainement d'un minéral comme l'olivine (forstérite).

Il faut remarquer que les termes différenciés semblent constituer avec les termes initiaux une lignée suivie; les premiers dérivant des seconds par un processus de cristallisation fractionnée des pyroxènes. Par contre, les cumulats pyroxéniques sont séparés de cette lignée par un hiatus. Ce hiatus peut évidemment être dû à l'échantillonnage. Il peut aussi refléter un phénomène pétrogénétique différent de la cristallisation fractionnée d'où est issue la lignée différenciée. Ce phénomène est le processus cumulatif décelé déjà dans la structure vestigiale de ces roches. Toutefois, cette phase cumulative doit être distinguée de celle qui a pu être décelée dans les termes moyens ($0,8 < \text{FeO}^*/\text{MgO} < 1,8$) car elle produit des roches à rapports FeO^*/MgO très faibles. Cette phase cumulative semble affecter les minéraux initiaux, intratelluriques, charriés par le magma lors de sa mise en place sous forme de sills. Cette hypothèse sera reprise plus loin.

En définitive, la distribution du chrome dans les roches basiques paraît liée principalement au pyroxène et constitue ainsi un bon traceur du comportement de ce minéral au cours des processus pétrogénétiques. Il apparaît déjà qu'après un épisode cumulatif initial, une différenciation a affecté le bain silicaté résiduel avec une tendance cumulative peu développée sur les pyroxènes.

Le nickel

Les teneurs en nickel des roches basiques constituant les sills sont très dispersées (21 ppm à 543 ppm) (fig. 68). En ce sens, le comportement du Ni suit celui du Cr. Un mode peu marqué apparaît sur l'histogramme de fréquence des teneurs pour Ni = 92,5 ppm. Ce mode est en accord avec les teneurs moyennes des basaltes données par PRINZ (1967).

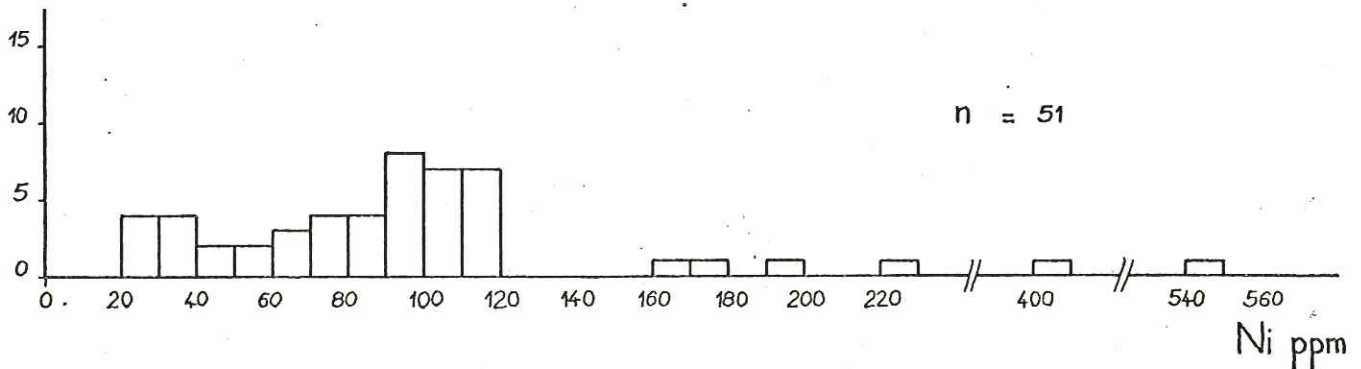


Fig. 68 — Histogramme de fréquence de Ni dans les dolérites

Le report des teneurs en Ni a été effectué en fonction de FeO^*/MgO (fig. 67). La tendance générale qui se dessine est analogue à celle du chrome.

A partir du groupe initial dont les teneurs moyennes en Ni sont voisines de 100 ppm, la lignée différenciée montre un appauvrissement régulier en Ni. La concentration en nickel tombe à 20 ppm dans les produits les plus évolués. Cette tendance analogue à celle du Cr doit être mise sur le compte d'une évolution de la composition du pyroxène lorsque FeO^*/MgO augmente. L'appauvrissement en Ni des pyroxènes tardifs est une constatation générale dans l'évolution des intrusions basiques différenciées (Skaergaard) ou des sills différenciés (Palissades). Le clinopyroxène ne constituant pas le site préférentiel du Ni, le coefficient de partage de Ni entre clinopyroxène et liquide n'est pas aussi important que celui du Cr. De ce fait, la diminution des teneurs en Ni avec la différenciation n'est pas aussi marquée que pour Cr (environ 3 fois moindre).

Il faut aussi remarquer que le groupe initial ($0,8 < FeO^*/MgO < 1,8$) ne montre pas l'étalement important selon l'axe Ni qui existait pour Cr. Ce fait est certainement à mettre en relation avec le chimisme et l'abondance des pyroxènes dans ce type de roche. En effet, si, d'une manière générale, la distribution du Cr dans la roche totale est gouvernée par sa distribution dans les pyroxènes dans cette roche, il n'en est pas de même pour le nickel. Ainsi, la variation de la proportion en pyroxène des roches du groupe initial cause de la dispersion des teneurs en Cr, ne se répercute que faiblement sur la distribution du Ni.

Les termes cumulatifs précoces à $FeO^*/MgO < 0,6$ se distinguent radicalement de toutes les autres roches par leurs teneurs en Ni très élevées (400 - 500 ppm). La coupure est ici beaucoup plus nette qu'avec le chrome. Le cumulat pyroxénique (Gg 22) riche en Cr, est le moins riche en Ni, des deux cumulats analysés. Par contre, le cumulat magnésien et peu chromifère (Gi 2) se révèle être le plus riche en nickel. La présence de pyroxène est prouvée dans ce cumulat (reliques de diopside) mais elle ne peut expliquer à elle seule de telles teneurs en Ni. En effet, si l'on considère les coefficients de partage proposés par KOGARKO (1973) pour le partage du Ni entre clinopyroxène, olivine et liquide :

$$C_{Ni}^{cpx} = 2,13 - 1,40$$

$$C_{Ni}^{ol} = 10 - 15$$

et si l'on admet que la teneur en Ni du magma était celle du groupe des roches moyennes soit $Ni \approx 100$ ppm, le calcul montre qu'un cumulat entièrement pyroxénique ne contiendrait que 210 ppm de Ni environ, en envisageant le cas du coefficient de partage le plus favorable. Il est évident que l'hypothèse d'un magma initial à 100 ppm de Ni est discutable, mais pour obtenir une roche entièrement pyroxénique dont la teneur en Ni serait de 520 ppm (Gi 2), il faudrait un magma initial contenant 250 ppm de nickel.

Ces faits appellent immédiatement plusieurs objections:

- une telle teneur initiale en Ni apparaît forte si elle est comparée à la teneur moyenne des basaltes tholéitiques océaniques donnée par ENGEL et al. (1965) $Ni = 97$ ppm ou à celle proposée par WAGER et MITCHELL (1951) pour la souche tholéitique de l'intrusion du Skaergaard $Ni = 170$ ppm
- des teneurs élevées en Ni sont observées dans des roches doléritiques enrichies en olivine. MUIR et TILLEY (1964) en fournissent un exemple avec une dolérite riche en olivine draguée sur la ride médioatlantique et contenant 1000 ppm de Ni; or cet échantillon voisine avec un basalte tholéitique normal à 150 ppm de Ni.
- la minéralogie métamorphique actuelle de la roche Gi 2 montre peu de reliques de clinopyroxène, tandis que les cumulats à pyroxène montrent une forte proportion de clinopyroxène relique (jusqu'à 43%). Par contre l'abondance de la chlorite magnésienne dans cet échantillon Gi 2 (B), qui lui confère un aspect de schiste vert massif, peut s'expliquer par la transformation de l'olivine magnésienne initiale en chlorite.

Compte tenu de l'existence d'olivine dans l'échantillon Gi 2 et du coefficient de partage $C_{Ni_L}^{ol} = 10 - 15$, il est très facile d'atteindre des teneurs en Ni élevées dans la roche totale. Ainsi, dans l'hypothèse d'un cumulat à olivine seule, résultat de la précipitation d'olivine à partir d'un magma à 100 ppm de Ni, une concentration en Ni de 100 ppm est atteinte, pour $C_{Ni_L}^{ol} = 10$. Il est évident que ce calcul est trop sommaire, mais il montre que seule la présence d'olivine peut expliquer de façon satisfaisante la distribution de Ni dans les roches cumulatives.

Une minéralogie magmatique spéculative peut être proposée pour les cumulats Gi 2 et Gg 22 avec, dans l'ordre des proportions décroissantes:

Gi 2 : olivine magnésienne, clinopyroxène (diopside) + ?

Gg 22 : clinopyroxène (diopside), olivine magnésienne, plagioclase calcique (actuellement plages rectangulaires centimétriques à albite, épidote, calcite).

Une conclusion s'impose immédiatement au sujet des cumulats de type Gi 2: il s'agit obligatoirement de roches produites par la ségrégation des minéraux intratelluriques du magma tholéitique. En effet, l'olivine magnésienne ne pouvant pas être stable et cristalliser dans les conditions thermodynamiques et chimiques régnant dans les sills mis en place dans des sédiments à faible profondeur, un cumulat contenant de l'olivine ne peut être le résultat que d'une accumulation de cristaux d'origine profonde charriés par le magma.

Ce fait est à confronter avec le comportement de Ni et Cr dans le groupe des roches initiales ($FeO^*/MgO = 0,8 - 1,8$). Rappelons que les roches de ce groupe présentent un fort étalement des teneurs en Cr mais, par contre, des teneurs en Ni quasi constantes. La dispersion des teneurs en Cr a été imputée à une variation de la proportion en pyroxène. Dans ce groupe de roches il n'est pas nécessaire de faire intervenir l'olivine pour expliquer le comportement de Cr, ni surtout celui de Ni. Il apparaît donc très probable que ces roches ne contenaient pas d'olivine. Par contre, l'olivine était présente dans le magma initial et s'est décantée avec le pyroxène initial dans les sills épais donnant les roches cumulatives. Puis, dans le magma résiduel de

cette décantation, la cristallisation s'est poursuivie, sans olivine et avec un pyroxène dont le chimisme et surtout le plus ou moins grande proportion explique le comportement du Cr dans ce groupe.

.Le vanadium

La distribution du V (fig. 69) est très dispersée puisque les teneurs extrêmes sont 80 ppm et 700 ppm. Un mode marqué existe malgré tout pour V = 270 ppm. Ce mode est en accord avec les teneurs en V des basaltes et proche des teneurs de tholéiites.

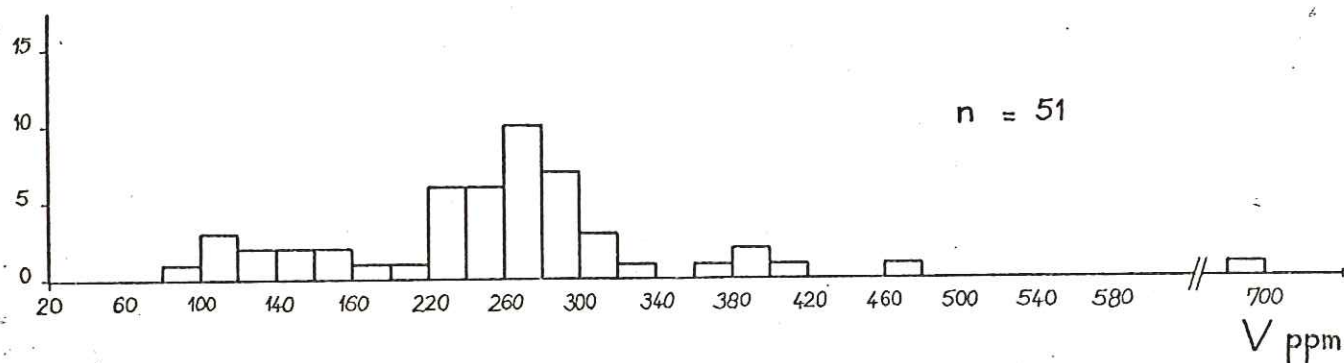


Fig. 69 — Histogramme de fréquence de V dans les dolérites

Afin d'expliquer la dispersion importante des teneurs en V, V a été reporté également en fonction du rapport FeO^*/MgO (fig. 70).

Il apparaît immédiatement que le comportement du vanadium est très différent de ceux de Cr et Ni. Pour le groupe initial, une corrélation positive existe entre V et FeO^*/MgO . Pour une même valeur de FeO^*/MgO la dispersion en V est faible et du même ordre que celle qui existait pour Ni. Ceci oppose V et Ni à Cr (et Co) qui montre une forte dispersion dans ce groupe de roches. La raison de ce comportement tient au fait que la phase minérale principale réglant la distribution des éléments de transition dans ce groupe est constituée par les pyroxènes. La dispersion du Cr, élément pour lequel le coefficient de partage avec le pyroxène est assez élevé, s'explique ainsi. A l'opposé, l'absence de dispersion des teneurs en Ni s'explique par le fait que Ni est piégé dans le réseau des olivines précoces et non dans celui du pyroxène. De même pour V, il apparaît que le rôle du pyroxène n'est pas prépondérant pour expliquer la distribution de cet élément dans le groupe des roches peu différenciées.

Malgré tout, s'il n'existait pas de corrélation positive entre Ni et FeO^*/MgO , cette corrélation existe entre V et FeO^*/MgO . Il est possible que celle-ci soit liée à un enrichissement en V des pyroxènes avec FeO^*/MgO croissant ou à l'apparition d'une autre phase minérale riche en V au fur et à mesure que FeO^*/MgO augmente. On constate, en effet, que la teneur en V des roches augmente rapidement avec ce rapport et atteint sa valeur maximale pour l'échantillon Hg 29 (V = 690 ppm) pour $\text{FeO}^*/\text{MgO} = 2,4$, puis décroît rapidement pour atteindre 100 ppm seulement (chute de la teneur en V de 7 à 1) à partir de $\text{FeO}^*/\text{MgO} = 3,8$. Ce comportement caractéristique du V dans les produits diffé-

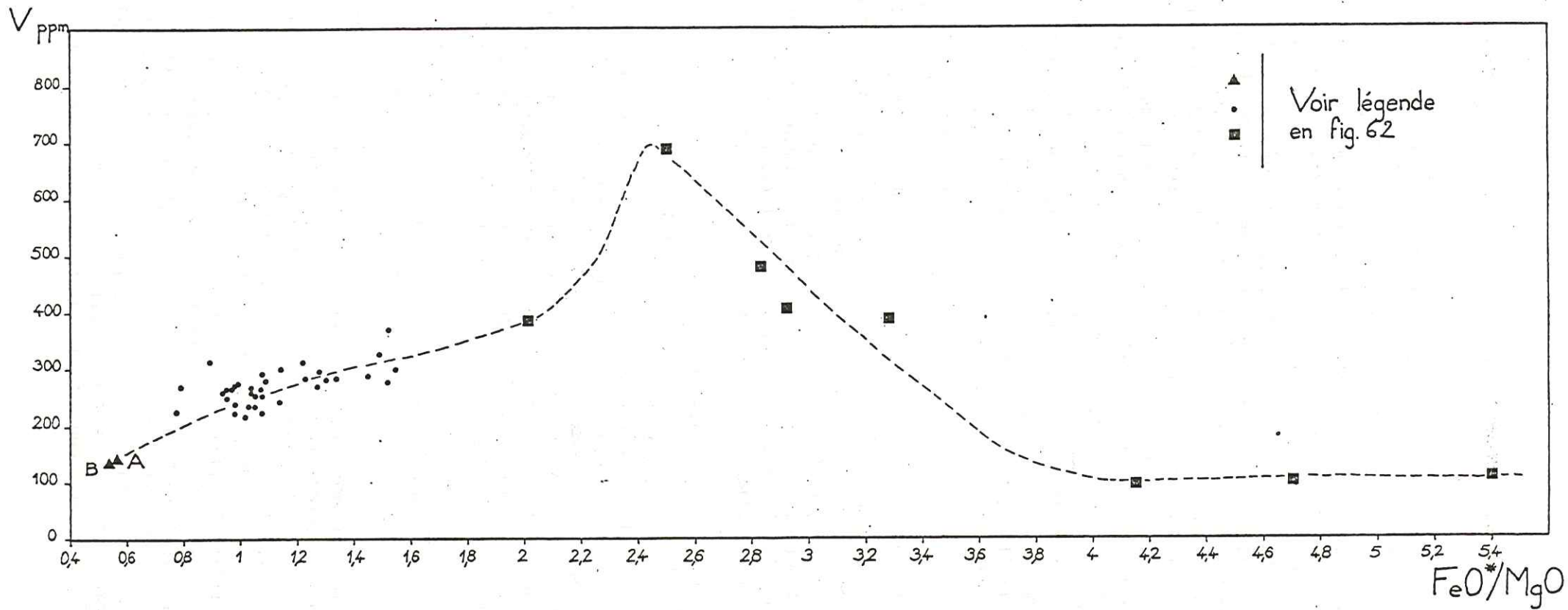


Fig. 70 — Distribution de V en fonction de FeO*/MgO

renciés est analogue à celui du titane et dans une moindre mesure à celui du fer (fig. 63.64). Or, on constate que l'échantillon Hg 29 est celui qui contient la plus forte proportion modale d'ilménite relique (9%) parfaitement reconnaissable avec une structure squelettique typique. Il semble donc qu'une précipitation importante d'ilménite (ilménite - magnétite) soit intervenue lorsque FeO^*/MgO a atteint la valeur critique de 2,4 dans les roches, c'est-à-dire pour des termes moyennement différenciés. Cette cristallisation massive d'ilménite appauvrit en V le magma et ainsi explique les faibles teneurs en V des roches à FeO^*/MgO supérieur à 3,8. En effet, l'ilménite est l'un des minéraux qui, avec la magnétite, accumule le plus de V. Par exemple, les minéraux des gabbros moyens sans olivine (C) de l'intrusion basique du Skaergaard correspondant à la solidification de 82% du magma initial, montrent les teneurs suivantes en V:

magnétite:	800 ppm	
ilménite:	300 ppm	WAGER, MITCHELL (1951)
pyroxène:	100 ppm	

La magnétite ne constitue pas une phase décelable dans les roches différenciées du Versoyen, mais ce sont plus certainement des intercroissances magnétite - ilménite qui constituent le site sélectif du V. Ainsi, les concentrations de V dans les pyroxènes, minéraux certainement omniprésents dans les roches basiques des sills, ne représentent qu'un fond géochimique. Au fur et à mesure que cristallisent les pyroxènes, il se produit un enrichissement en Fe, Ti et V du liquide résiduel. A partir de ce liquide, cristallisent des pyroxènes probablement de plus en plus riches en Ti et surtout des magnétites - ilménites très riches en V. Cette ségrégation importante de minerai draine pratiquement la plus grande partie du V du liquide résiduel.

Un comportement semblable du V a été fréquemment observé dans les séries tholéitiques différenciées (intrusions basiques, sills différenciés) (Palissades : WAGER-1940; sills de Tasmanie : MAC DOUGALL-1964; sills de Ferrar en Antarctique : GUNN-1963; Skaergaard : WAGER, MITCHELL-1951).

Il faut également remarquer que les faciès cumulatifs sont appauvris en V par rapport aux termes moyens. Deux causes peuvent être invoquées:

- une plus faible teneur en V des pyroxènes précoces constituant les cumulats.
- une absence de minerai.

La première cause est peu vraisemblable. En effet, les pyroxènes des roches d'un massif différencié comme le Skaergaard montrent au contraire un appauvrissement en V avec la différenciation. Les cumulats de pyroxènes précoces devraient donc être, relativement, enrichis en V par rapport aux produits issus de la cristallisation du liquide résiduel. Il faut donc plutôt invoquer l'absence de minerai dans les cumulats pour expliquer les faibles teneurs en V (et TiO_2) de ces roches. Cette absence de minerai a d'ailleurs été observée lors de l'étude pétrographique. On peut donc en conclure qu'au stade cumulatif qui a immédiatement suivi l'intrusion du magma, la cristallisation des magnétites - ilménites n'était pas amorcée. Celle-ci n'aurait débuté qu'avec la cristallisation et la différenciation in situ dans les sills épais. Il est probable que la variation brutale des conditions thermodynamiques lors de l'intrusion a pu provoquer la cristallisation des minerais. Une variation de la pression partielle d' O_2 , P_{O_2} semble déterminante à ce sujet. La différenciation par cristallisation fractionnée avec enrichissement en fer peut être le résultat d'une cristallisation sous faible P_{O_2} . Or, dans ce cas, les phases minérales qui cristallisent d'abord sont l'olivine et/ou le pyroxène (HAMILTON, ANDERSON - 1967) et non les minerais. La faible P_{O_2} retarde la cristallisation de ces derniers. Par contre, l'intrusion du magma en subsurface a certainement modi-

fié les conditions de P_{O_2} , augmentant celle-ci et déclenchant la précipitation des minerais jusqu'alors retardée. L'augmentation brutale et tardive de P_{O_2} et P_{H_2O} peut également expliquer la cristallisation tardimagnétique des hornblendes brunes riches en titane à partir du magma résiduel enrichi en Fe et Ti.

.Le cobalt

La distribution de Co dans les roches des sills (fig. 71) montre une faible dispersion (5 - 65 ppm) contrairement à Ni et Cr. Sans être log-normale, cette distribution présente un mode très marqué pour Co = 27 ppm.

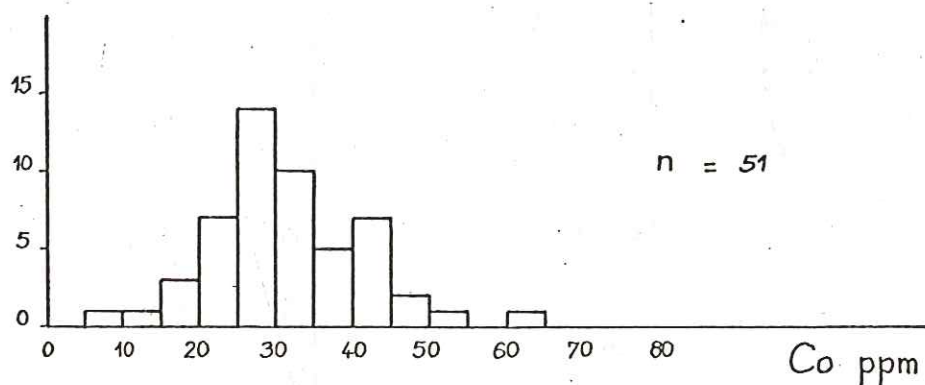


Fig. 71 — Histogramme de fréquence de Co dans les dolérites

Afin de suivre l'évolution des teneurs en Co avec la différenciation, Co a été reporté en fonction de FeO^*/MgO (fig. 72).

Ce diagramme montre, comme celui tracé pour Cr, un groupe moyen ($FeO^*/MgO = 0,8 - 1,8$) à teneurs en Co dispersées. On constate par ailleurs que, dans ce groupe, les variations des teneurs en Co et en Cr présentent une corrélation (fig. 73), ce qui permet de supposer que les distributions de Cr et Co sont gouvernées dans ce groupe par le même facteur. Ce facteur est la cristallisation du pyroxène in situ, dans les sills, accompagné par une certaine ségrégation. Ainsi, la variation du pourcentage modal en pyroxène de la roche totale pourrait être à l'origine de l'étalement des teneurs en Cr et Co dans les roches du groupe initial. Du fait d'un coefficient de partage entre clinopyroxène et liquide plus fort pour Cr que pour Co, la dispersion des teneurs est plus importante pour Cr (gamme 20 - 580) que pour Co (gamme 10 - 50 ppm).

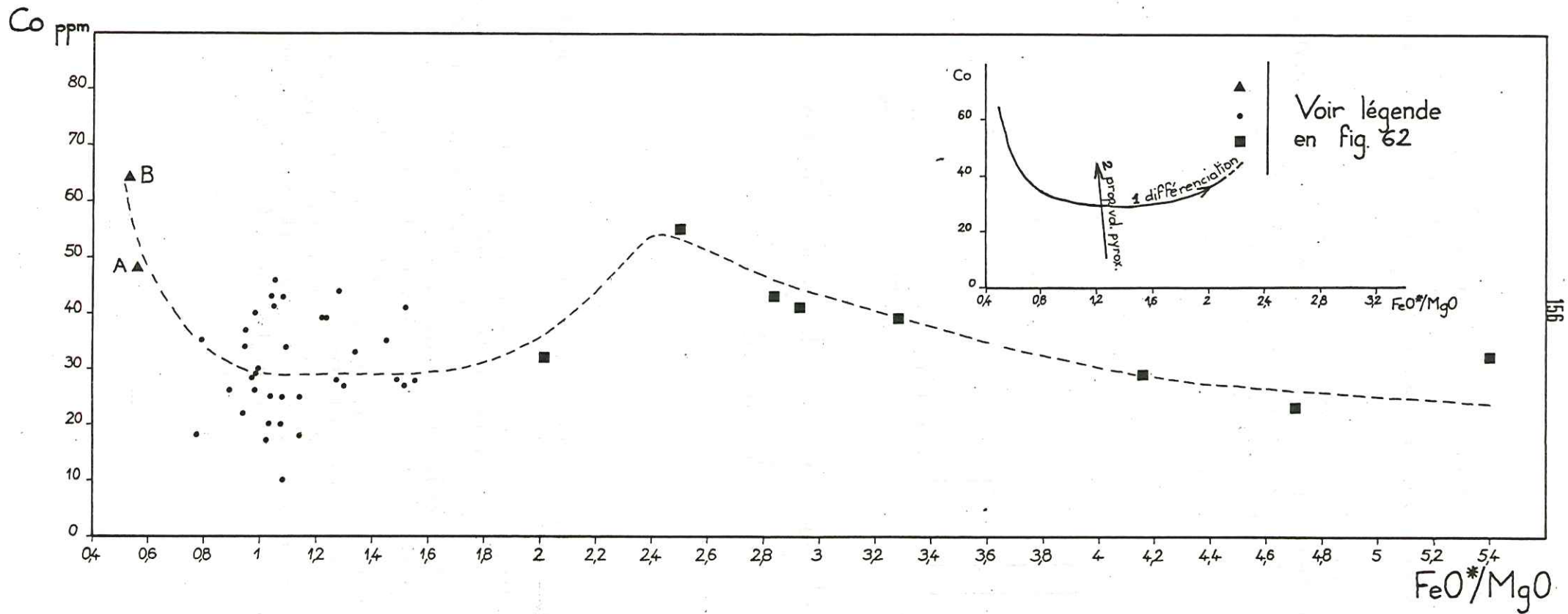


Fig.72 — Distribution de Co en fonction de FeO^*/MgO

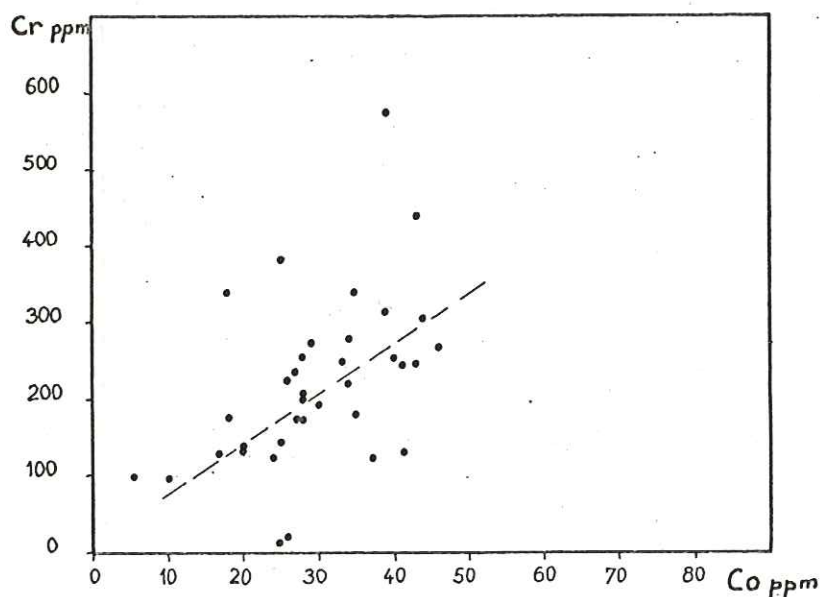


Fig 73 — Relation Co-Cr dans les dolérites

Les roches cumulatives sont enrichies en Co par rapport au groupe moyen. Ainsi, le cumulat à olivine et pyroxène Gi 2 (B) est plus riche en Co (64 ppm) que le cumulat pyroxénique et plagioclasique Gg 22 (A) dont la teneur en Co (48 ppm) est analogue à celle des roches les plus riches en Co du groupe moyen. Le coefficient de partage du Co plus favorable à l'olivine qu'au clinopyroxène explique ceci:

$$C_{CoL}^{cpx} = 0,82 - 1,20 \quad C_{CoL}^d = 3, - 4,5 \quad \text{KOGARKO (1973)}$$

On retrouve là un comportement analogue à celui du Ni; malgré tout pour Ni, le coefficient de partage très favorable à l'olivine permettait d'obtenir une tendance beaucoup plus accentuée. Si le comportement de Ni, Co et Cr peut être expliqué par la cristallisation et/ou la ségrégation des olivines et des pyroxènes dans les cumulats précoces et dans les roches moyennes, il n'en est pas de même pour le comportement de Co dans les produits différenciés. En effet, Cr et Ni ne montraient plus que des teneurs très faibles, résiduelles, généralement inférieures à 50 ppm dans les termes différenciés, au-delà de $FeO^*/MgO = 2,4$. Par contre, les teneurs en Co augmentent avec FeO^*/MgO croissant jusqu'à ce que ce rapport atteigne 2,4. Co présente alors des concentrations du même ordre que celles des cumulats précoces (50 - 60 ppm). Puis, avec FeO^*/MgO supérieur à 2,4, les teneurs en Co décroissent pour retomber vers 20 - 30. Cette tendance globale est analogue à celle de Fe, Ti et V. Comme l'étude de la distribution de V l'a montré, c'est la cristallisation des minerais qui explique ce comportement. Dans le cas de Co, l'examen de la répartition de cet élément entre pyroxène, olivine, ilménite, magnétite dans une roche différenciée de l'intrusion du Skaergaard (ferrogabbro à hortonolite) montre que les teneurs en Co se répartissent comme suit (WAGER, MITCHELL - 1951):

olivine	ilménite	magnétite	pyroxène
100	70	60	40

Dans le cas des roches des sills épais du Versoyen, il semble que l'olivine n'intervienne pas dans le processus de différenciation in situ; ce

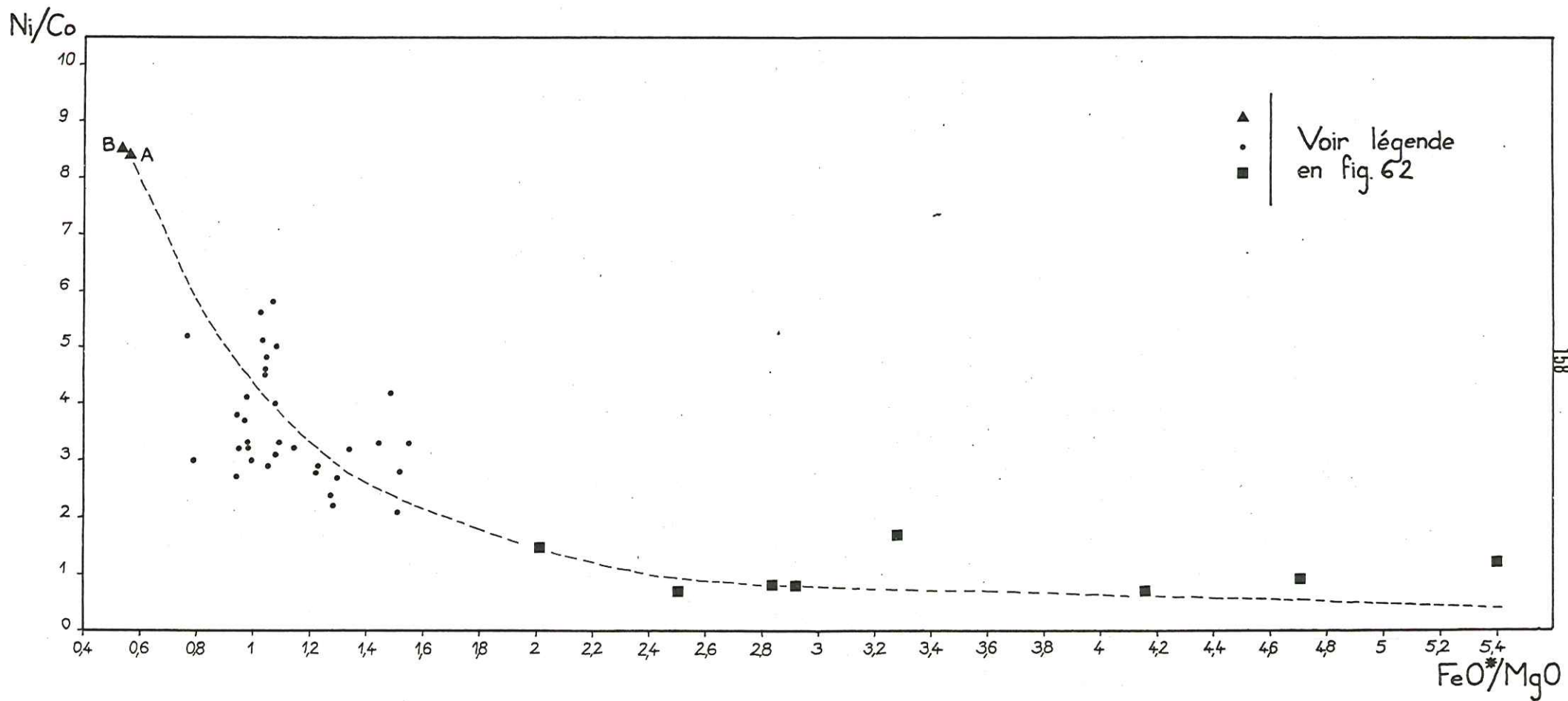


Fig.74 — Variation de Ni/Co en fonction de FeO*/MgO

sont donc les minerais et les pyroxènes qui conditionnent la répartition de Co dans les produits différenciés, les pyroxènes représentant certainement la phase minérale principale. Malgré un coefficient de partage moins élevé que celui des minerais, le Co inclus dans les pyroxènes doit constituer le fond géochimique en Co de ces roches. Il faut d'ailleurs constater que lorsque l'anomalie géochimique (pour $\text{FeO}^*/\text{MgO} = 2,4$) a été dépassée, les teneurs en Co décroissent avant de se stabiliser à un niveau moyen identique à celui des roches initiales ($\text{FeO}^*/\text{MgO} = 0,8 - 1,8$). Au-dessus de ce fond, l'anomalie peut être expliquée par la cristallisation importante de minerai (ilménite - magnétite) pour les roches dont le rapport FeO^*/MgO est centré autour de la valeur 2,4.

En définitive, le comportement du cobalt à travers tous les types de roches des sills épais est complexe. Il est régi :

- dans les cumulats, par la cristallisation des olivines et pyroxènes d'origine profonde dans les sills,
- dans les roches de type moyen, par la cristallisation dans les sills des pyroxènes avec une tendance ségrégative peu accentuée,
- dans les roches au stade de différenciation, moyen à avancé, par la cristallisation fractionnée du pyroxène et de l'ilménite - magnétite,
- dans les roches de stade de différenciation extrême par la cristallisation du pyroxène.

On a pu constater l'importance de l'olivine et du pyroxène pour expliquer la distribution de Ni et Co. Ce fait connu a des implications pétrogénétiques. KOGARKO (1973) a calculé le rapport Ni/Co théorique, produit par fusion partielle d'un manteau à composition de: olivine, pyroxène et grenat à très haute pression ou spinelle à haute pression ou plagioclase à faible pression. Il ressort de ce calcul que le rapport Ni/Co des produits de fusion partielle varie entre 2,2 et 7,6 (2,4 - 5,0 pour les tholéiites à olivine) avec Ni/Co du manteau = 10 et pour 25 - 35% de fusion partielle. Si un fractionnement par cristallisation fractionnée intervient sur ces produits, le rapport Ni/Co peut diminuer jusqu'à des valeurs inférieures à 1.

Le report de Ni/Co en fonction de FeO^*/MgO (fig. 74) montre que :

- les termes considérés comme moyens ($\text{FeO}^*/\text{MgO} = 0,8 - 1,8$) ont un rapport Ni/Co compris entre 2 et 6. Ceci est en accord avec les données de KOGARKO (1973) pour les produits non différenciés (ex: magma initial du Skaergaard Ni/Co = 3). Ce fait est un argument supplémentaire pour voir dans les roches du groupe moyen des produits peu évolués, issus d'une fusion partielle relativement importante au niveau du manteau supérieur et mis en place rapidement sans évolution au niveau de réservoirs intermédiaires.
- les termes cumulatifs présentent des rapports Ni/Co supérieurs à la limite donnée par KOGARKO (1973) (Ni/Co = 8,5 pour Gg 22 (A) et Gi 2 (B)). Ces rapports élevés constituent une preuve supplémentaire de l'origine cumulative à olivine de ces roches; en effet, seule l'olivine, en s'accumulant, peut augmenter le rapport Ni/Co à cause du coefficient de partage beaucoup plus favorable à Ni qu'à Co dans ce minéral.

Il faut remarquer également le hiatus important existant entre les termes moyens peu différenciés et les cumulats. A l'opposé, le groupe des dolérites différenciées prend le relais des dolérites indifférenciées, sans coupure, prouvant ainsi la filiation génétique entre ces termes. Ce processus est évidemment la différenciation par cristallisation fractionnée, alors que le hiatus cité plus haut est dû à un processus pétrogénétique différent, précoce: l'accumulation des minéraux d'origine profonde. Ce phénomène se produit immédiatement après l'injection du magma sous forme de sill. Cette décantation est le phénomène préliminaire et débute la brève évolution du magma à l'intérieur des sills les plus massifs.

On peut penser que le hiatus séparant cumulats et roches initiales est dû à un échantillonnage insuffisant. En fait, il faut remarquer que les cumulats Gi 2 (B) et Gg 22 (A) dont la minéralogie magmatique était pourtant

différente en qualité et en quantité relative (Gi 2: olivine, pyroxène; Gg 22 : pyroxène, olivine, plagioclase) ont des rapports FeO^*/MgO et Ni/Co très proches. Ceci laisse supposer que la minéralogie des cumulats n'a finalement qu'une importance limitée sur les rapports traceurs d'une différenciation comme FeO^*/MgO ou Ni/Co .

Il est ainsi possible que le hiatus entre les cumulats et les roches peu évoluées conserve une existence et une signification même si un échantillonnage plus varié de ces faciès était réalisé. Plus qu'une variation de la minéralogie cette coupure traduit l'existence des deux processus pétrogénétiques:

- processus cumulatif donnant les roches à FeO^*/MgO faible ($< 0,7$) et Ni/Co fort ($Ni/Co > 8$).
- processus de cristallisation fractionnée permettant une augmentation importante de FeO^*/MgO et une baisse de Ni/Co (jusqu'à $Ni/Co < 1$).

*Conclusion : apport des éléments de transition à l'étude des roches basiques transformées

L'étude des éléments de transition Ni, Cr, Co, V, montre que leur distribution actuelle peut s'interpréter complètement en termes de processus magmatique. A aucun moment il n'est nécessaire de faire intervenir les phénomènes d'altération postérieurs pour comprendre cette distribution. De plus, la logique qui existe entre les répartitions de Ni, Cr, Co et V et leur contrôle interprété par la cristallisation d'olivine, pyroxène et minéral, plaide pour cette interprétation totalement primaire, magmatique de ces distributions.

Ainsi l'étude de la répartition de ces éléments : Ni, Cr, Co, V, a permis de mettre en évidence, dans les sills les plus épais, l'existence de deux processus pétrogénétiques se succédant dans le temps:

- une phase cumulative immédiatement postérieure à l'intrusion et affectant les minéraux présents dans le magma lors de cette intrusion: olivine, pyroxène, plagioclase. Cette phase donne des roches à structure cumulative, riches en Co, Cr et surtout Ni, pauvres en V et à rapport Ni/Co supérieur à 8.
- une phase de différenciation par cristallisation fractionnée venant après la phase cumulative et allant jusqu'à des termes très différenciés enrichis en fer ($FeO^*/MgO \rightarrow 5$). La cristallisation des pyroxènes intervient tout au long de cette phase, leur composition évoluant vers un enrichissement en fer et un appauvrissement en Cr. Cette phase pyroxène conditionne, en grande partie, la géochimie des éléments de transition dans ce groupe différencié; toutefois, au niveau des termes moyennement différenciés ($FeO^*/MgO = 2,4$), la cristallisation massive de minéral entraîne une forte augmentation des teneurs en V et Co.

Enfin, l'étude de ces éléments permet de montrer que le magma initial, dans la zone du Versoyen, était un tholéiite à olivine issue d'une fusion partielle du manteau supérieur (25 - 35% de fusion) et remontée rapidement, sans évolution, entre la production de ce magma et sa mise en place (rapport Ni/Co entre 2 et 6).

e - Synthèse de l'étude des éléments à distribution primaire - La différenciation dans les sills.

Les éléments dont la distribution vient d'être étudiée permettent de mettre en évidence, dans les dolérites des sills, un certain nombre de processus pétrogénétiques particulièrement importants. Une synthèse, selon un ordre chronologique de ces événements, peut être proposée.

D'abord, une fusion partielle assez importante (25 - 35%), mais limitée en volume total, intervient au niveau du manteau supérieur donnant un magma à composition de tholéiite à olivine. Ce magma migre rapidement vers la surface, vraisemblablement sans arrêt intermédiaire mais avec cristallisation d'olivine, clinopyroxène et plagioclase. Le caractère non évolué du magma, lors de sa mise en place, est attesté par la valeur du rapport Ni/Co compris entre 2 et 6 dans les dolérites et par celle de leur rapport FeO^*/MgO entre 0,8 et 1,6.

Ce magma se met alors en place sous forme de sills dans un bassin à sédimentation péritique. Quelques effusions se produisent en surface donnant des coulées de laves en coussins à extension limitée.

L'épisode intrusif de mise en place est certainement très rapide et s'il existe plusieurs phases il n'est pas possible de les distinguer géochimiquement par une éventuelle évolution du chimisme du magma d'un épisode éruptif à l'autre.

La mise en place du magma dans un milieu froid provoque la cristallisation rapide des bordures des sills (bordures figées). Les sills peu épais (moins de 10 - 20 m) sont ainsi rapidement figés sans qu'aucun processus de différenciation n'ait pu intervenir en leur sein.

Par contre, dans les sills les plus massifs (Aiguille de Beaupré, massif de l'Hermitte), la masse importante de ces intrusions leur permet de rester fluides pendant une période suffisante pour qu'une différenciation s'opère.

Celle-ci va d'abord se manifester par la ségrégation rapide, sous l'action de la gravité, de toutes les phases minérales existant dans le magma lors de sa mise en place. Ces minéraux sont le diopside, l'olivine magnésienne, le plagioclase. Cette ségrégation produit des cumulates très magnésiens, à rapport FeO^*/MgO bas ($\approx 0,5$) enrichis en chrome, nickel, cobalt, appauvris en vanadium et titane. Le gisement de ces cumulates au sommet actuel des sills fournit un excellent critère de polarité négative des séries.

Tandis que la phase cumulative se poursuit ou s'achève, le refroidissement forcé des sills massifs provoque l'apparition d'un régime de convection au sein du magma. Ces courants apportent les éléments nécessaires à la cristallisation des minéraux dans la zone où ceux-ci se développent, c'est-à-dire la partie interne des bordures figées. Un processus de différenciation analogue à une cristallisation fractionnée se développe alors. La cristallisation in-situ des clinopyroxènes et des plagioclases se poursuit, tandis que l'olivine paraît avoir cessé de cristalliser dans les sills. De ce fait, le chimisme des roches produites évolue avec une chute des teneurs en magnésium et en Ni, et une augmentation corrélative des teneurs en fer et en titane. Les clinopyroxènes semblent affectés d'une tendance à la ségrégation donnant ainsi des roches plus ou moins riches en Cr. Ceci se traduit par une dispersion assez importante des teneurs en chrome pour un même rapport FeO^*/MgO , contrastant avec la décroissance très constante des teneurs en nickel, élément non affecté par la cristallisation des pyroxènes.

En fin de cristallisation, l'enrichissement en fer devient très important et produit des roches dont le rapport FeO^*/MgO atteint 5,5. Ce type d'évolution est caractéristique de la différenciation d'un magma tholéiitique sous faible pression.

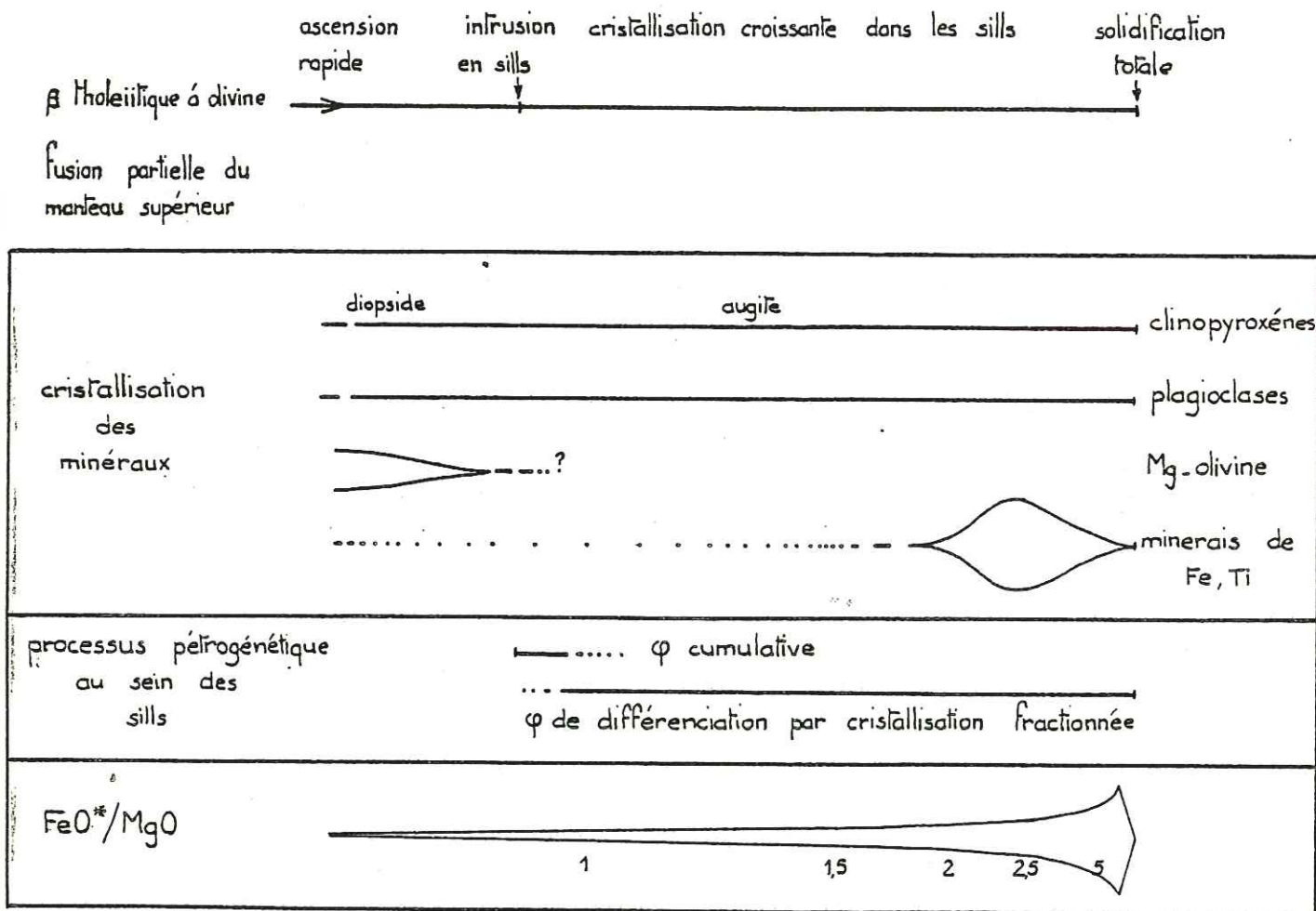
Au cours de cette évolution, un épisode de cristallisation d'oxydes de fer et titane se développe brutalement et atteint son intensité maximale pour $FeO^*/MgO \approx 2,4$. Ce bref épisode en fin d'évolution du magma dans les sills produit des roches enrichies en fer, titane et particulièrement vanadium. Une augmentation de P_{H_2O} et P_{O_2} en fin de cristallisation peut être responsable de cet épisode de cristallisation des minéraux. La solidification des sills s'achève avec des roches appauvries en magnésium, chrome, cobalt, nickel et vanadium, à rapport FeO^*/MgO supérieur à

5 et rapport Ni/Co inférieur à 1.

Il faut remarquer ici que les minerais semblent cristalliser tard dans les sills du Versoyen. Leur existence n'a pu être décelée dans les roches cumulatives et elle reste très discrète dans la plus grande partie des dolérites moyennes.

L'étude des éléments Mg, Fe, Ti, Al, Cr, Ni, Co, V a donc permis de déterminer le type de magma initial (tholéiite à olivine) et surtout de montrer qu'une différenciation in situ a affecté ce magma dans les sills les plus puissants du Versoyen.

Le tableau ci-dessous résume ces événements.



Remarques

Il faut attirer l'attention sur l'importance de l'étude des éléments de transition en traces: Cr, Ni, Co et V qui a permis de détailler le processus de différenciation dans les sills. En effet, tous les faciès issus de cette différenciation: cumulats et différenciés, sont actuellement des roches spilitiques et métamorphiques. Or, malgré la succession de ces phénomènes postmagmatiques, responsables d'intenses migrations de certains éléments (alcalins en particulier) et de la recristallisation totale de ces roches, la distribution des éléments Cr, Ni, Co et V n'a pas été affectée par ces mobilisations et permet de retracer l'histoire magmatique de ces roches sans le support d'une minéralogie primaire.

Enfin, il faut remarquer que les courbes de distribution des éléments en fonction de l'indice de différenciation FeO^*/MgO ont été tracées à partir d'analyses de roches prélevées dans plusieurs sills minces ou épais. Or, les tendances obtenues ne font jamais apparaître l'existence de

plusieurs lignées, tous les points se répartissant sur une seule courbe d'évolution. Ceci est un argument pour considérer l'ensemble des sills du Versoyen comme le résultat d'une seule et unique injection magmatique.

4 - Etude des éléments à distribution perturbée par les processus postmagmatiques.

a - La spilitisation dans les dolérites du Versoyen

* Existence d'une spilitisation dans les roches vertes du Versoyen

Les roches basiques du Versoyen ne montrent pas de critères macroscopiques classiques de spilites: structure variolitique à bulles de calcite, etc.... L'examen au microscope révèle, par contre, une paragenèse de faciès Schiste Vert à albite, chlorite, actinote, épidote qui pourrait, malgré tout, être attribué au métamorphisme régional.

Toutefois, l'abondance de l'albite laisse supposer une richesse en sodium qui est confirmée par la lecture de l'histogramme de fréquence des teneurs en Na_2O de ces roches (fig. 58). Cet histogramme montre, en effet, un mode à $\text{Na}_2\text{O} = 4,25\%$ qui est très élevé comparé à la teneur moyenne donnée par les basaltes (MANSON 1967, ENGEL et al. 1965).

Par ailleurs, il semble difficile d'admettre que le métamorphisme régional de faciès Schiste Vert soit responsable de cet enrichissement sodique qui n'affecte pas les métapélites encaissantes (mode des pélites $\text{Na}_2\text{O} = 0,75\%$).

Les teneurs en CaO apparaissent très faibles par rapport à la moyenne des basaltes. L'étalement important de ces teneurs est un argument pour supposer une perte de CaO à partir de la roche, en quantités très variables. Les teneurs vont, depuis des quantités normales pour des basaltes tholéitiques (12,5%) jusqu'à 0%, c'est-à-dire que l'on tombe sous la valeur minimale pour des basaltes, donnée par MANSON (1967): $\text{CaO} = 5,00\%$. Cette perte importante de Ca ne peut également être attribuée au métamorphisme régional car les métapélites encaissantes qui pourraient éventuellement constituer le milieu récepteur du Ca provenant des roches vertes, n'en contiennent que très peu (mode des métapélites: $\text{CaO} = 0,25\%$). De plus, les filons à minéraux calciques (calcite, épidote), en nombre très limité et de dimension très réduite, ne peuvent pas volumétriquement renfermer l'équivalent du Ca perdu par les roches basiques.

Les teneurs en H_2O^* sont également élevées (mode $\text{H}_2\text{O}^* = 2,25\%$), la moyenne pour les basaltes se situant vers 0,9% selon MANSON (1967)

Il semble donc qu'un examen rapide des analyses des roches basiques du Versoyen montre que celles-ci présentent des caractères chimiques de spilites.

Une étude plus détaillée de cette spilitisation peut être faite grâce à deux diagrammes de DE LA ROCHE (1968) plus particulièrement adaptés aux chimismes des spilites et mettant en jeu les relations entre Al, Na et K d'une part (fig. 75) et entre Si, K, Na, Ca d'autre part (fig. 76).

* Caractérisation de la spilitisation dans les dolérites des sills

- Diagramme (Al/3 - K) — (Al/3 - Na)

Dans ce diagramme, les paramètres sont exprimés en milliatomes grammes pour 100 grammes de roche ou de minéral. Cette représentation oppose les alcalins mobiles pendant la spilitisation et l'aluminium, élément considéré comme stable pendant ce phénomène. La transition

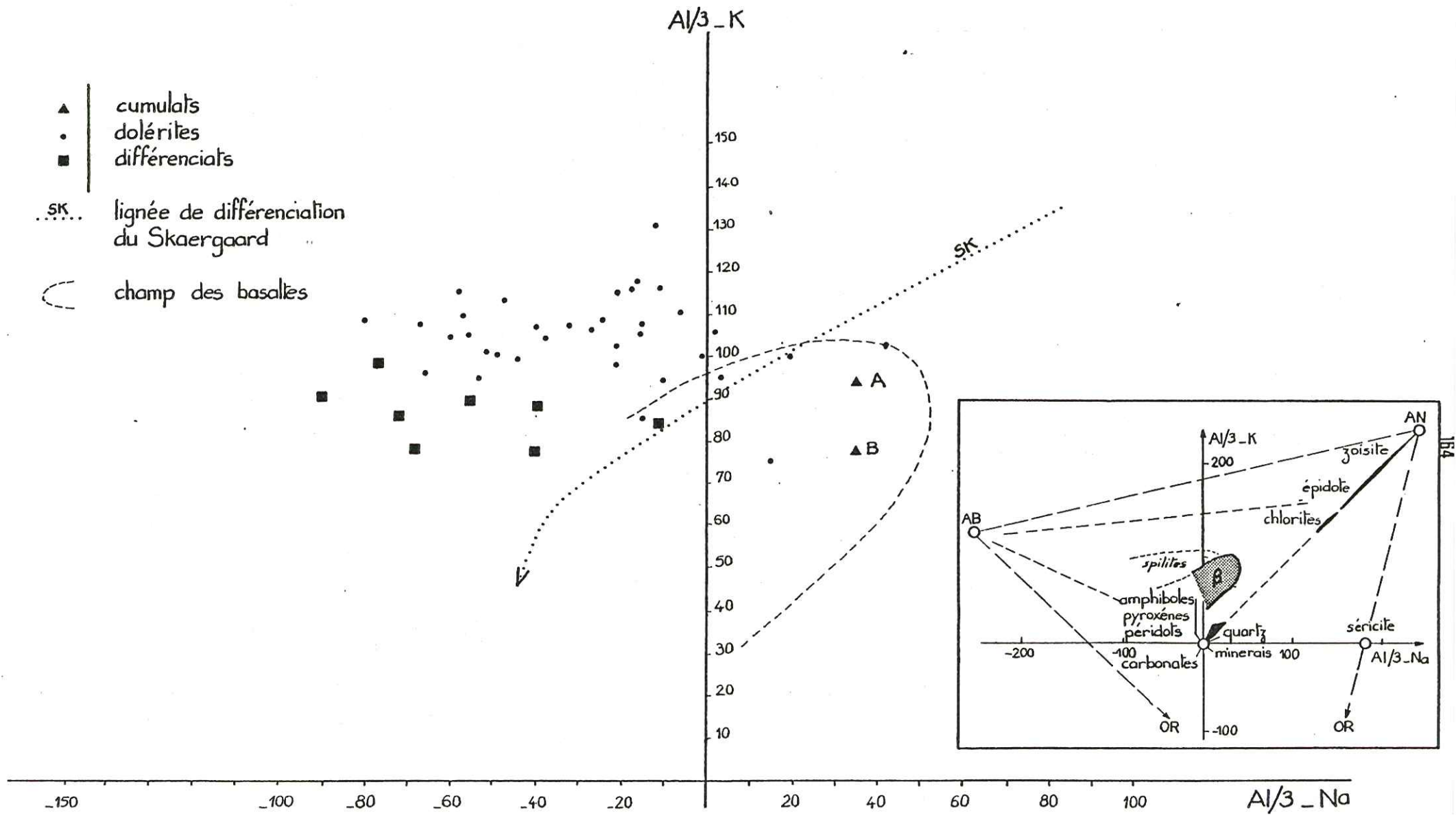


Fig.75 — Diagramme $(Al/3_Na)$ $(Al/3_K)$

anorthite - albite, caractéristique de la spilitisation est bien dégagée sur cette représentation.

Le nuage que dessinent les échantillons de la zone du Versoyen est étiré parallèlement à l'axe $(Al/3 - Na)$ et ce paramètre a une valeur négative pour la plupart des échantillons. Ceci est assez typique des spilites qui s'opposent ainsi aux basaltes pour lesquels $(Al/3 - Na)$ est le plus souvent positif (DE LA ROCHE et al. 1974). A son extrémité droite, le nuage se confond avec le champ des basaltes. Selon l'axe $(Al/3 - K)$ l'étalement est faible traduisant l'invariance de Al, K étant pratiquement nul.

La tendance unique qui se dessine donc est une tendance à l'albitisation, peu oblique par rapport au vecteur anorthite - albite.

Sur la fig. 75, une lignée différenciée par cristallisation fractionnée a été reportée. Elle a été construite à partir des différentes compositions des roches issues de la différenciation par cristallisation fractionnée de l'intrusion basique du Skaergaard (WAGER, MITCHELL - 1951). Cette courbe représente, en fait, le lieu des points obtenus par combinaison en différentes proportions des pôles An et Ab (lignée des plagioclases) avec le pôle pyroxène, olivine (origine du diagramme). La lignée ainsi construite est oblique par rapport à la tendance d'albitisation observée. Or, l'existence d'une différenciation par cristallisation fractionnée dans les dolérites des sills a été démontrée. Les points devraient donc se répartir selon une direction analogue à celle construite avec la lignée du Skaergaard, or seule la tendance spilitique apparaît sur ce diagramme établi avec Al, K, Na. De plus, si l'on classe les points par ordre de différenciation croissante (selon FeO^*/MgO croissant par exemple), la lignée différenciée, même pivotée vers le pôle albite, ne se retrouve pas. Il apparaît seulement une distinction entre les cumulats (A, B) qui restent dans le champ des basaltes avec $(Al/3 - Na) > 0$ et les dolérites non différenciées et les différenciés qui passent nettement dans le champ des spilites avec $(Al/3 - Na) < 0$.

Ce diagramme met donc clairement en évidence dans les roches basiques des sills la tendance à l'albitisation, c'est-à-dire la transformation anorthite \rightarrow albite, transformation essentielle dans la spilitisation.

- Diagramme $(Si/3 - (Na + K + 2 Ca/3) \text{ ——— } K - (Na + Ca)$

Ce diagramme, exprimé en unités identiques au précédent, permet de mettre en évidence les phénomènes de silicification et de carbonatation. En effet, les pôles quartz et calcite se trouvent sur ce diagramme aux extrémités d'un long segment; par contre, les pôles anorthite et albite sont maintenant pratiquement confondus et la tendance principale de spilitisation étudiée avec le diagramme précédent sera minimisée.

Les points représentant les dolérites des sills se répartissent sur un court segment et la comparaison avec la fig. 10 dans DE LA ROCHE et al. (1974; p. 51) montre que l'étalement du nuage est très peu important selon l'axe $Si/3 - (Na + K + 2 Ca/3)$.

Certains échantillons s'écartent malgré tout du nuage.

Il s'agit:

- des roches vertes affectées d'une contamination par des sédiments carbonatés. Cette contamination produite lors de l'intrusion des premiers sills au sommet des séries carbonatées est très importante et se traduit minéralogiquement par un grand développement de calcite parmi les minéraux classiques des roches vertes.

Cette contamination apparaît clairement sur le diagramme grâce à la position très excentrée des points, décalés vers le pôle calcite.

- des échantillons se plaçant, au contraire, à droite du nuage traduisant donc une augmentation du paramètre $K - (Na + Ca)$. La somme $Na + Ca$ constituant très généralement un invariant pendant la spilitisation, c'est

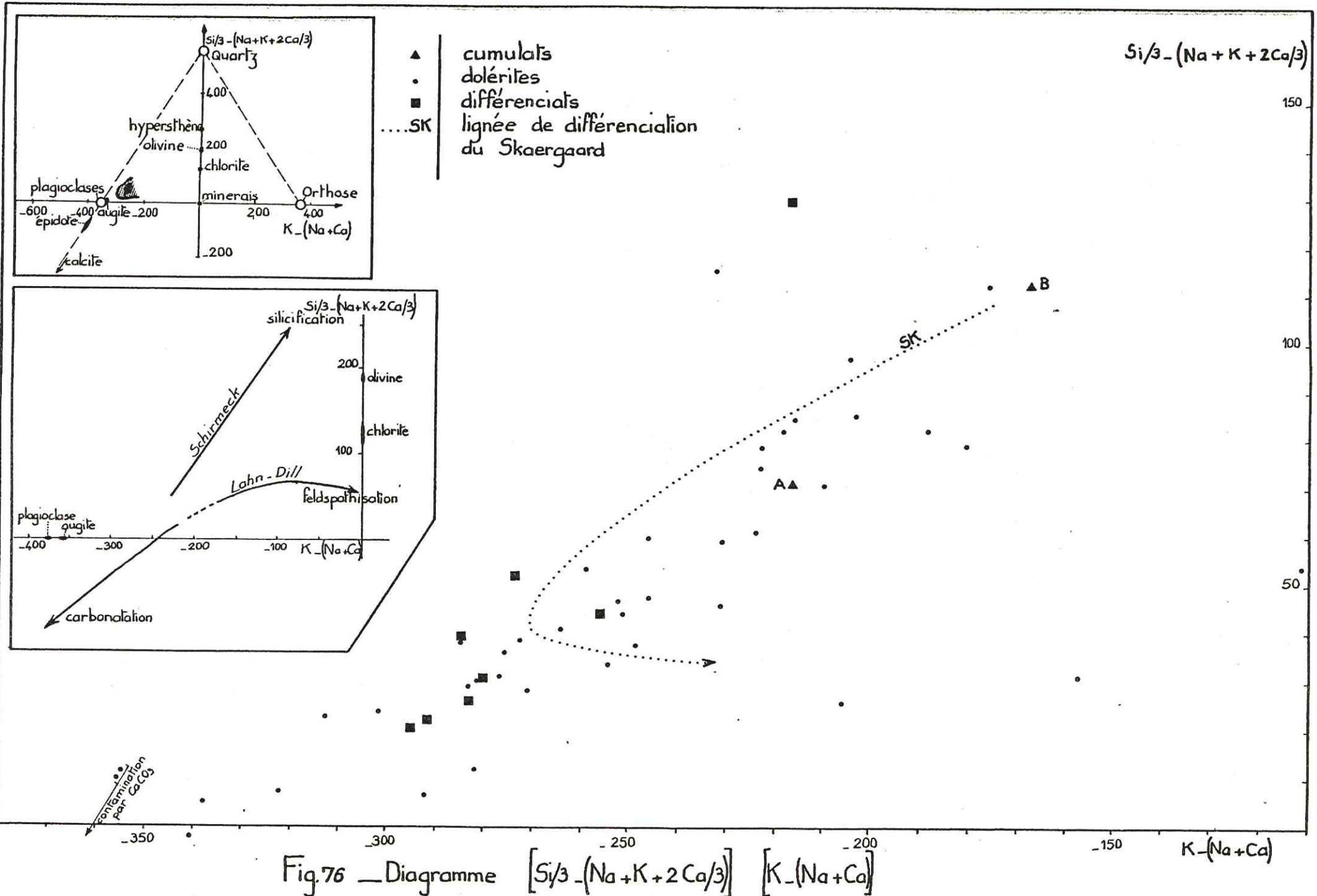


Fig. 76 — Diagramme $[Si/3 - (Na + K + 2Ca/3)] [K - (Na + Ca)]$

l'augmentation de K qui peut être à l'origine de la variation de $K - (Na + Ca)$. L'examen des teneurs en K_2O de ces échantillons confirme cette supposition. La position de ces points est ainsi déplacée vers le pôle muscovite et orthose. La contamination potassique de ces roches situées à proximité ou sur les écaillés leptynitiques de Pointe Rousse paraît nette.

Dans les deux cas, il ne s'agit que de contamination locale et limitée et non d'une tendance générale.

Le paramètre $Si/3 - (Na + K + 2 Ca/3)$ reste toujours positif, ce qui exclut toute tendance à la carbonatation. Ceci confirme un fait déjà observé pétrographiquement (absence d'amygdale de calcite), et doit être mis en relation avec les faibles teneurs en CO_2 des dolérites.

Par ailleurs, ce paramètre ne dépasse pas la valeur de 150 ce qui paraît exclure aussi toute tendance à la silicification telle qu'elle apparaît, par exemple, dans les spilites du Schirmeck (DE LA ROCHE et al. - 1974) où ce paramètre atteint 250. Les dolérites du Versoyen restent ainsi groupées sur un court intervalle et ne paraissent affectées ni par une carbonation, ni par une silicification. Le domaine qui est couvert par ces roches reste assez étroitement confondu avec celui des basaltes.

Sur la fig. 76, on remarque que le nuage présente un étirement oblique sur l'axe quartz - calcite. Pour comprendre cette tendance, les points figurant la série différenciée du Skaergaard ont été reportés comme dans le diagramme précédent. Il apparaît nettement que ce vecteur "différenciation" est confondu avec l'allongement du nuage. De plus, si l'on distingue cumulats et différenciés sur le nuage, on constate que les cumulats se trouvent en haut du nuage, vers le pôle olivine, et les différenciés en bas, pratiquement confondus avec le pôle plagioclase - augite. Ce sens correspond au sens du vecteur différenciation défini plus haut. Il paraît donc logique de conclure que l'étirement du nuage est une disposition primaire, magmatique et reflète en grande partie la dispersion due à la différenciation.

Ce diagramme met bien en évidence l'absence de toute carbonatation ou silicification dans les dolérites des sills.

- En définitive, l'étude de ces deux diagrammes, plus particulièrement adaptés au problème des spilites fait apparaître que le seul processus important qui s'est développé lors de la spilitisation est l'albitisation des plagioclases. Dans les dolérites du Versoyen, la spilitisation est donc un processus relativement simple. L'étude de l'ensemble dolérito-spilitique du Pelvoux (AUMAITRE, BUFFET - 1973) avait déjà montré que les laves spilitiques sont toujours plus transformées et montrent des migrations d'éléments beaucoup plus poussées et complexes que les dolérites en filons.

* Modalités de la spilitisation - Données récentes sur la spilitisation

Les études récentes sur les spilites et le phénomène de spilitisation ont porté, tant sur leur mode de gisement et leur pétrographie (spilites anciennes, spilites actuelles draguées sur les fonds océaniques) que sur leur géochimie: utilisation des éléments traces et de nouveaux procédés de discrimination du chimisme particulier de ces roches (analyse statistique) ou l'aspect pétrogénétique: expérimentation de systèmes hydrothermaux appliqués aux basaltes.

Ces études tendent à limiter quelque peu le nombre des hypothèses formulées sur l'origine et les modalités de la spilitisation. AMSTUTZ (1968) fournit une revue de toutes ces hypothèses qui peuvent être regroupées en deux tendances:

- la spilitisation est un processus primaire:

la paragenèse spilitique est issue d'une cristallisation directe sous des conditions particulières (présence de fluides)

à partir d'un magma basaltique ou d'un magma initialement spilitique.

- la spilitisation est un processus secondaire:

la paragenèse spilitique de basse température se développe postérieurement à l'acquisition de la paragenèse magmatique mais toujours sous l'influence de fluides. Selon les hypothèses, l'origine des fluides peut varier (origine magmatique, métamorphique ...).

Examinons les principaux résultats des travaux récents sur les spilites.

Tout d'abord et surtout, l'extension des investigations sur les fonds océaniques a permis de montrer que la spilitisation est un phénomène précoce. Ainsi, certaines des roches draguées sur la ride de Carlsberg dans l'Océan Indien (CANN 1969) sont des spilites montrant clairement un gain en Na_2O , H_2O , une perte en CaO et donnent une paragenèse de faciès Schiste Vert. De plus, le contexte dans lequel ces spilites ont été prélevés exclut pour ces roches toute origine liée à un métamorphisme orogénique.

De la même façon, SPOONER et FYFE (1973), au cours de leur étude des roches vertes spilitiques de Ligurie (Italie), montrent que la spilitisation est le produit d'un hydrothermalisme lié à un gradient géothermique apparent très élevé ($1300^\circ\text{C}/\text{km}$) (gradient extrapolé). Ces auteurs proposent le schéma interprétatif suivant : un gradient géothermique moyen de $50^\circ\text{C}/\text{km}$ au niveau des dorsales est normal, mais des gradients locaux de $166^\circ\text{C}/\text{km}$ ont été enregistrés. Ce gradient donne une sorte de fond thermique subi par les roches. A ce gradient, s'ajoutent des systèmes géothermiques hydrothermaux ponctuels qui élèvent fortement le flux thermique jusqu'aux valeurs enregistrées plus haut. Ces systèmes, impliquant une circulation d'eau de mer au travers des roches basiques chaudes, sont responsables des transferts de matière constatés dans ces roches et de l'apparition des paragenèses métamorphiques. Le gradient géothermique local très fort explique le rapprochement des isogrades: en 300 m la transition smectite - chlorite (210° à faible pression) s'observe vers le haut de la série et la succession minéralogique suivante a été reconnue de haut en bas : pumpellyite, épidote, actinote, hornblende. L'albite est toujours présente. Ainsi, une paragenèse spilitique se développe précocement sous l'action de systèmes hydrothermaux. Les auteurs pensent que l'implantation de tels systèmes hydrothermaux ponctuels est liée à l'existence de zones de fractures.

Ainsi, tant les investigations sur les fonds océaniques actuels que l'analyse fine de séries anciennes tendent à démontrer que le phénomène de spilitisation est précoce et intervient sur les roches basiques à la fin, ou immédiatement après la cristallisation de celles-ci. Par ailleurs, l'agent de spilitisation est principalement l'eau et dans la majorité des cas l'eau de mer. La présence d'eau magmatique (eau juvénile) ne semble pas exclue mais elle serait en quantité subordonnée à celle de l'eau de mer.

Ces résultats obtenus par des études de terrains, sont corroborés par les données expérimentales. Signalons plus particulièrement les résultats fournis par HAJASH (1975) qui a entrepris une étude expérimentale des interactions eau de mer - basalte à haute température ($200 - 500^\circ\text{C}$). Son but était d'évaluer l'importance et le sens des migrations d'éléments induites par une circulation hydrothermale d'eau de mer dans la croûte océanique au niveau des rides.

Les expériences se sont déroulées sur un intervalle de température de $200 - 500^\circ\text{C}$, la pression variant de 500 à 800 bars. Le fluide était de l'eau de mer et la roche, un verre basaltique tholéitique finement broyé. Ce fait particulier ne permet pas de connaître l'action des fluides sur les minéraux; seuls les mouvements globaux des éléments entre le basalte vitreux et l'eau de mer sont connus. Ceux-ci peuvent être résumés ainsi:

- Ca est relâché par le verre basaltique vers l'eau de mer à toutes températures.

On note ainsi:

basalte initial	Ca = 7,60%
basalte altéré (t = 14 jours, $\theta = 300^\circ$, P = 500 b)	Ca = 6,25%
" " (t = 33 jours, " , ")	Ca = 6,04%

- Mg passe presque totalement de l'eau de mer vers le basalte quelque soient les conditions expérimentales. Malgré tout, l'augmentation de teneur en Mg de la roche après expérience est pratiquement nulle.
- Na décroît légèrement dans l'eau de mer et ceci doit être mis en relation avec la cristallisation sur le verre basaltique, d'analcime à faible température (300°C) et d'albite à plus haute température ($400 - 500^\circ$).
- K s'est révélé peu mobile pendant cette expérience de courte durée. Il semble, malgré tout, qu'à haute température et sur des durées plus importantes (1 à 2 ans), K puisse être relâché vers l'eau de mer.
- Si augmente nettement dans l'eau de mer passant de 3 ppm à plusieurs centaines de ppm.

Ainsi les migrations d'éléments et leurs sens sont tout à fait analogues à celles enregistrées dans les spilites. De plus, la minéralogie d'altération comprend avec croissante:

- 200°C anhydrite, smectite grise
- 300°C " , " , analcime
- 400°C smectite grise, smectite verte, trémolite-actinote, albite, pyrrhotine
- 500°C smectite grise, " , " , " , shalcopyrite, trématite, épidote ?, magnétite ?

La paragenèse de faciès Schistes Verts, habituelle dans les spilites est donc obtenue. Seule la chlorite manque, mais on peut penser que la transition smectite-chlorite n'a pu se produire pour des raisons de cinétique chimique.

Cette expérience montre donc qu'une hydrothermalisation est suffisante pour produire la quasi totalité des caractères tant minéralogiques que géochimiques des spilites.

Malgré tout, lors de l'expérience de HAJASH, le rôle du CO_2 n'a pas été envisagé. Or, ce volatil peut jouer un rôle considérable pendant la spilitisation. Ainsi, DE LA ROCHE et al. (1974) envisagent-ils deux types d'associations spilitiques à partir de l'étude des spilites-kératophyres hercynotypes:

- un type Schirmeck : évolution par silicification, sans carbonatation
- un type Lahm-Dill : évolution avec forte carbonatation (spilites à amygdale de calcite), teneurs en alcalins (Na+K) élevées.

Ainsi rejoignent-ils VALLANCE (1974) qui envisage le rôle du CO_2 (activité de CO_2) vis-à-vis du calcium. Le calcium étant, de toute façon, l'élément le plus mobile lors de la spilitisation, son comportement sera contrôlé par l'activité du CO_2 . Si a_{CO_2} est faible, (cas des dolérites du Versoyen) des silicates hydratés de Ca, Al cristallisent (épidotes), alors que si a_{CO_2} est forte, du carbonate de calcium (calcite) se forme dans le spilite (amygdale) ou à l'extérieur de celui-ci (filon dans l'encaissant). De plus, la présence de CO_2 paraît encore augmenter la mobilité de Ca; aussi, bien que le pyroxène soit le minéral magmatique le plus réfractaire à la spilitisation, VALLANCE remarque que ce minéral est d'autant moins préservé que le milieu est riche en carbonate.

Le type de structure paraît également avoir un rôle important vis-à-vis de la spilitisation. Ainsi de nombreux auteurs ont montré que les laves étaient toujours beaucoup plus spilitisées que les dolérites des dykes ou des sills, or, le plus souvent, seule la structure distingue ces deux types de roches qui ne sont que deux expressions d'un même chimisme initial. Ce fait est particulièrement net pour les dolérites et laves spilitiques du Pelvoux (AUMAITRE, BUFFET - 1973). Il semble donc qu'une roche basique dans laquelle la plus grande partie des éléments est intégrée aux réseaux cristallins de minéraux, c'est-à-dire les faciès hypovolcaniques (dolérites) sera moins atteinte par la spilitisation qu'une roche dans laquelle la partie vitreuse est importante (lave), dans un verre, les éléments n'étant pas incorporés à une structure organisée capable de les retenir.

* Proposition d'un processus général de spilitisation
.....

A l'aide des observations faites ci-dessus, un modèle de spilitisation peut être proposé de façon tout-à-fait spéculative, tendant à expliquer le comportement des éléments face à cette transformation.

La susceptibilité d'un élément vis-à-vis de la spilitisation paraît régi pour partie par son énergie de stabilisation dans le site cristallin où il est implanté, au moment où il est atteint par cette altération. On sait que dans un verre, cette énergie est moindre pour un même élément que dans le réseau cristallin d'un minéral, d'où la spilitisation plus facile des laves que des dolérites. Par ailleurs, pour un même élément, cette énergie sera différente selon le réseau cristallin dans lequel cet élément sera incorporé. Il semble ainsi évident que l'énergie de stabilisation de Ca dans l'augite est supérieure à celle de cet élément dans le plagioclase vis-à-vis d'un fluide composé principalement d'eau. Le cas du Ca est certainement le plus probant car le plagioclase apparaît toujours comme le minéral le moins résistant à la spilitisation. Ce fait bien connu a encore été confirmé par les mesures du rapport isotopique de l'oxygène dans les spilites (GENEST, JAVOY - 1975). Ces mesures montrent que les spilites ont des $\delta^{18}O$ forts (11,5 - 17,5) par rapport aux basaltes océaniques. Cette augmentation du rapport est due en grande partie aux plagioclases tandis que les pyroxènes conservent des compositions isotopiques normales de pyroxènes basaltiques. La facilité d'échange des plagioclases avec les fluides est ainsi bien démontrée.

De plus, l'énergie d'un élément dans un environnement hydrothermal de composition donnée doit être une caractéristique propre à chaque élément pour des conditions P,T données. Le facteur composition du fluide semble important et l'exemple du calcium est assez démonstratif: ainsi le Ca de l'augite est bien moins stable dans son site si le fluide est riche en CO_2 que si ce fluide est uniquement constitué d'eau.

En définitive, la capacité d'échange d'un élément lors de la spilitisation pourrait être définie comme la différence entre l'énergie de stabilisation de cet élément dans son site cristallin avant spilitisation et l'énergie de cet élément dans le système hydrothermal pour X, P, T du fluide données.

Ce modèle très qualitatif ne peut évidemment être développé ici sans entrer dans une formulation thermodynamique qui dépasse le cadre de ce travail.

b - Comportement des éléments lors de la spilitisation

* Les alcalins et alcalino-terreux
.....

- Sodium.

Nous avons vu (fig. 58) que la distribution des teneurs en Na_2O est gaussienne dans les dolérites des sills. Le mode de ces histo-

grammes de fréquence est élevé $\text{Na}_2\text{O} = 4,25\%$. En effet, les moyennes admises pour les basaltes sont : basaltes tholéitiques océaniques $\text{Na}_2\text{O} = 2,73 \pm 0,20$ (ENGEL et al. 1965), basaltes alcalins $\text{Na}_2\text{O} = 3,99 \pm 0,41$ (ENGEL et al. 1965). MANSON (1967) admet une fourchette de teneurs en Na_2O de 0 à 5,50% pour les basaltes. Les spilites entrent dans cette gamme mais une forte teneur en Na_2O ne suffit évidemment pas à caractériser les spilites. Pour ces derniers, VALLANCE (1960) fournit une moyenne sur 92 analyses : $\text{Na}_2\text{O} = 4,25\%$, qui correspond exactement à celle des dolérites du Versoyen.

Par ailleurs, le diagramme (Al/3 - K) (Al/3 - Na) (fig.75) a clairement montré que l'enrichissement en Na est lié à la transformation anorthite \rightarrow albite.

On peut considérer aussi que l'enrichissement en Na est le résultat d'un processus de différenciation avancée. Ainsi, la frange albitique souvent visible autour des plages de plagioclase actuellement pseudomorphosées en albite + épidote, pourrait être due à une cristallisation dans la phase terminale à partir d'un liquide magmatique résiduel plus acide (voir silicone p. 192) et enrichir en fluides.

Malgré tout, ce processus n'explique pas l'exagération des teneurs en Na de la roche totale, la cristallisation d'albite en fin d'évolution magmatique ne pouvant qu'utiliser Na accumulé dans le liquide résiduel.

Par contre, les expériences d'hydrothermalisme sur les basaltes (HAJASH-1975, MOTTI et al. - 1974) à partir d'eau de mer, montre que les teneurs en Na décroissent dans le fluide alors que de l'albite cristallise dans le basalte. On a donc bien incorporation de Na dans la roche. Il faut aussi préciser que ceci n'est valable que pour des températures de 400 - 500°C. En effet, il est prouvé qu'à basse température (eau de mer froide), l'altération des basaltes (halmyrolyse) libère Na qui passe alors dans l'eau de mer (HART - 1970).

On peut donc penser que dans une ambiance hydrothermale chaude (400 - 500°C ou +), le fluide (eau de mer, eau connée des sédiments..) circule à travers la roche par ses microfissures ou entre les grains de la roche provoquant la destruction du plagioclase, la cristallisation d'albite à partir du Na qu'il contient et évacuant le Ca libéré. Ce processus doit opérer très tôt dans l'histoire de la roche et très probablement sur la dolérite en cours de refroidissement, la roche fournissant elle-même la chaleur nécessaire à sa propre spilitisation.

Ce schéma simple nous paraît suffisant pour expliquer l'augmentation des teneurs en Na des dolérites du Versoyen.

Enfin, à cause de l'homogénéité des faciès doléritiques de cette région, nous ne pensons pas comme AMSTUTZ (1968) que l'enrichissement en Na de ces spilites soit lié à des erreurs d'échantillonnage.

- Le potassium et le rubidium . Le rapport K/Rb

L'histogramme de fréquence des teneurs en K_2O montre un mode net pour $\text{K}_2\text{O} = 0,05\%$. Des teneurs aussi faibles sont habituelles dans les tholéites océaniques. Ainsi ENGEL et al. (1965) donnent pour ces basaltes, une teneur moyenne en K_2O de 0,16%. Pour sa part, MANSON (1967) donnent pour ces basaltes une teneur modale de 0,38% de K_2O . En fait, cette dernière valeur apparaît un peu forte car, parmi les analyses compilées par MANSON, les basaltes tholéitiques océaniques particulièrement déficitaires en K, sont sous-estimées. Par ailleurs, ainsi que le notaient déjà HEIER et ADAMS (1964), l'étalement de l'histogramme de K_2O est important puisque les teneurs s'échelonnent entre 0 et 2%. En fait, 65% des échantillons montrent des teneurs en K_2O inférieures à 0,10%. Les teneurs en K des dolérites du Versoyen semblent donc en accord avec celles de tholéites océaniques.

Or l'existence dans les sills doléritiques d'une différenciation par cristallisation fractionnée sous faible pression a été démon-

trée. On peut donc se demander si le comportement de K dans ces sills est conforme à celui qui est connu lors d'une telle différenciation. La fig.77 montre la relation entre MgO et K₂O, MgO étant pris ici comme indice du degré de fractionnement (JAMIESON, CLARKE - 1970), quelques lignées tholéiitiques différenciées par fractionnement cristal-liquide sous faible pression ont été reportées: Skaergaard (WAGER, BROWN - 1967), volcan de Thingmuli en Islande (CARMICHAEL - 1964), Kilauea Iki et Alae (MOORE, EVANS - 1967). Ces courbes montrent clairement la relation antithétique qui oppose K₂O à MgO.

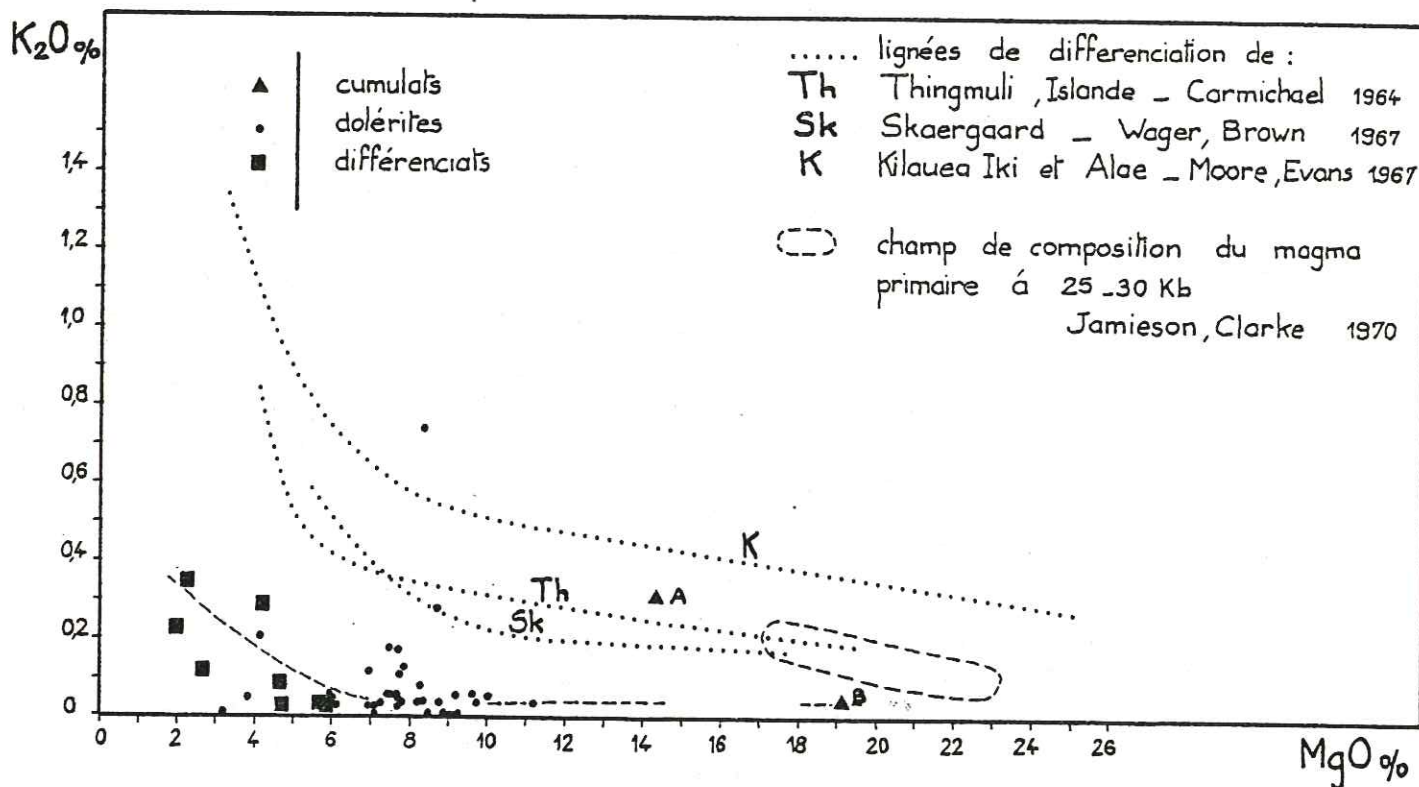


Fig.77 — Diagramme K₂O-MgO pour les dolérites

Sur ce graphe, le nuage formé par les dolérites du Versoyen est étiré sur une gamme de teneurs en MgO couvrant tout le champ de différenciation défini par les lignes type. On constate aussi que les teneurs en K₂O augmentent vers la fin de la lignée, lorsque MgO devient inférieur à 6% environ. A l'autre extrémité, le cumulat Gi 2 (B) à une composition très proche de celle d'un magma primaire issu d'une fusion partielle du manteau supérieur sous 25 - 30 kb (JAMIESON, CLARKE - 1970). Ainsi la distribution du K esquisse une lignée interprétable comme étant le résultat d'une différenciation sous faible pression, à partir d'un magma tholéiitique.

Malgré tout, cette lignée présente des anomalies. Tout d'abord, si sa forme générale est homothétique de celle des lignes type, elle est, malgré tout, décalée vers les très faibles teneurs en K₂O pour MgO constant. Or cette translation ne peut pas être originelle car on constate qu'un cumulat précoce à diopside, plagioclase comme Gg 22 (A) présente une teneur en K₂O (0,3%) supérieure à celle des dolérites (0,05%) et même à la plupart des différenciés. Ceci est anormal, puisque ce cumulat s'est formé à partir des minéraux apparus en profondeur dont tôt dans l'évolution magmatique. Un tel cumulat devrait alors présenter des teneurs en K₂O fai-

bles ou, plus certainement, les dolérites devraient avoir des teneurs au moins égales à la sienne. En effet, K est l'élément incompatible dont le comportement est le plus caractéristique: il est rejeté des phases qui cristallisent et reste dans le liquide résiduel jusqu'à des stades avancés de différenciation. Cet élément s'accumule donc avec la différenciation. On peut alors en conclure que la ligne générale de différenciation existait, mais a été décalée postérieurement vers les faibles teneurs en K_2O par perte de K. Cette perte paraît avoir été de la même importance pour chaque groupe de roche, c'est-à-dire pour des groupes à minéralogie et structure homogènes. Ainsi, dans les dolérites, et en utilisant à titre d'hypothèse le cumulat Gg 22 (A) comme base, on peut estimer la perte en K_2O à 0,3 - 0,5%. Dans les cumulats, le type de cumulat semble avoir joué un rôle vis-à-vis de la perte de K, celle-ci étant différente dans un cumulat à olivine et pyroxène majoritaires (Gi 2 B), que dans un cumulat à pyroxène, plagioclase (Gg 22 A).

Dans les dolérites, K était certainement localisé dans les plagioclases principalement et peut-être dans une éventuelle phase vitreuse. Or, le processus le plus important vis-à-vis de la mobilisation des éléments est la spilitisation. Celle-ci affecte d'abord les plagioclases dans les dolérites du Versoyen. On peut donc supposer que la spilitisation est responsable du départ du K des dolérites. Ceci est appuyé par les données expérimentales sur les systèmes hydrothermaux appliqués aux basaltes, telles celles de HAJASH (1975) exposées précédemment (p.168) ou celle de MOTTLE et al. (1974) qui montrent que sur de longues périodes (2 ans pour MOTTLE et al.) et à haute température (400 - 500°C) K est relâché vers l'eau de mer (K = 400 ppm initialement) où il peut atteindre des concentrations supérieures à 1000 ppm.

Ainsi la distribution du K dans les dolérites montre encore l'empreinte d'une différenciation sous faible pression, mais aussi et surtout l'existence d'une perte en K généralisée et relativement homogène due à un processus de type hydrothermal: la spilitisation.

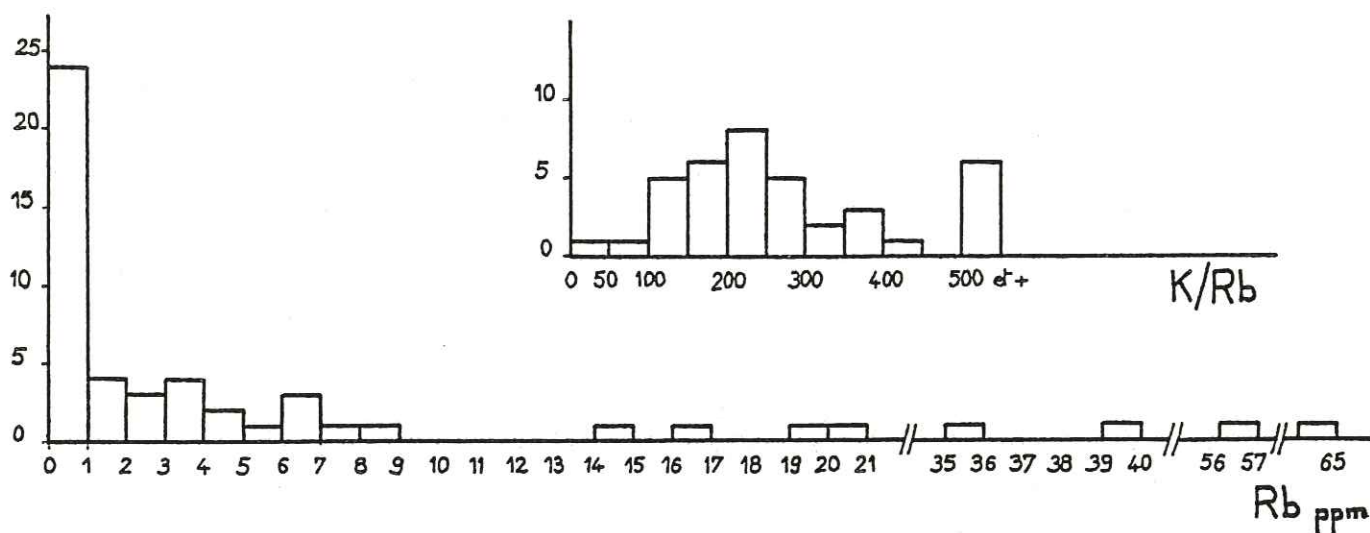


Fig.78— Histogrammes de fréquence des teneurs en Rb et des rapports K/Rb des dolérites

La distribution des teneurs en Rb (fig.78) est très caractéristique : 50% de l'échantillonnage dans les dolérites a des teneurs inférieures au seuil de détection (<1 ppm). La dispersion des teneurs est, malgré tout, importante puisque certains échantillons atteignent 65 ppm. Les teneurs sont très faibles même pour des basaltes. On peut, en effet,

relever, dans la littérature, les teneurs moyennes suivantes:

Rb =	32 ppm	FAURE, HURLEY (1963)	} basaltés moyens
	29 ppm	GAST (1960)	
	18-33 ppm	dispersion 0-150 ppm PRINZ (1967)	

Pour les basaltes tholéitiques océaniques, TATSUMOTO et al. (1965) donnent une teneur moyenne de 1,2 ppm de Rb. Cette dernière valeur se rapproche nettement des teneurs moyennes des dolérites du Versoyen. En fait, dans ces dolérites, les teneurs pratiquement toujours inférieures, au seuil de détection, ne permettent pas de tirer des conclusions sur la distribution de Rb. On peut simplement supposer raisonnablement que Rb a suivi le comportement de K, la corrélation K-Rb étant l'une des mieux établies dans les roches magmatiques. Malgré tout, à cause surtout de la forte imprécision sur la mesure des faibles teneurs en Rb et K, cette corrélation est mauvaise dans les dolérites.

Un fait est à remarquer: les différenciés avec $FeO^*/MgO > 3$ présentent des teneurs en Rb pouvant atteindre 20 ppm. Ceci peut être considéré comme un caractère primaire à mettre en rapport avec l'augmentation des teneurs en K dans les différenciés.

Par ailleurs, ces produits ont des rapports K/Rb compris entre 120 et 180. La faible valeur de ces rapports est caractéristique de produits évolués. Toutefois, une perte en K plus importante que celle en Rb peut abaisser le rapport K/Rb de la même façon.

Dans les dolérites moyennes, il est très difficile de déterminer un rapport K/Rb significatif. Un histogramme de fréquence des rapports K/Rb est donné (fig. 78). Les rapports supérieurs à 500 ont été regroupés en une classe unique; il s'agit, pour la plupart, d'échantillons pour lesquels Rb était inférieur au seuil de détection (1 ppm). Rb a été, alors, pris égal à 1 ppm. Un mode se dégage malgré tout pour K/Rb = 200 - 250. Pour des tholéites, ce rapport moyen est relativement faible mais acceptable. En effet dans la compilation de JAMIESON et CLARKE (1970) on relève des rapports K/Rb s'étalant entre 1400 (tholéiite océanique) et 122 (tholéiite continentale).

Il faut bien considérer que, pour les dolérites du Versoyen, la signification précise du rapport K/Rb est assez peu claire, K ayant migré vers l'extérieur de la roche, le rapport K/Rb initial a du diminuer. Toutefois, si l'on admet une corrélation très forte entre K et Rb, même dans les processus hydrothermaux (spilitisation), le départ de K et Rb a pu se produire sans modification de K/Rb. Dans ce cas, le rapport K/Rb = 200 - 250 serait plutôt caractéristique de tholéiite à olivine dans lesquelles on s'attendrait à observer des teneurs en K_2O voisines de 0,5 - 0,7% et en Rb de 20 - 30 ppm (JAMIESON, CLARKE, tableau 2, col. 4-5 (1970)).

- Le calcium et le strontium . Les rapports Ca/ Sr et Rb/ Sr

La distribution du Ca se caractérise par son extrême dispersion (fig. 58). Ce fait typique des spilites est classiquement interprété comme une déperdition de Ca à partir d'une roche à composition basaltique. Le caractère hydrothermal de la spilitisation n'étant plus à démontrer, le transfert de Ca vers l'extérieur de la roche est lié à la circulation des fluides chauds. Les études expérimentales (HAJASH - 1975, MOTTI et al. - 1974) montrent d'ailleurs que Ca est très facilement relâché par les basaltes dans une ambiance hydrothermale. On peut alors se demander s'il existe une corrélation entre la teneur en Ca de la roche et son hydratation. Le diagramme $CaO - H_2O^*$ (fig. 79) a été tracé pour le groupe des dolérites moyennes (FeO^*/MgO de 0,8 à 1,8) afin d'utiliser un échantillonnage sensiblement homogène. Une corrélation négative apparaît tendant à démontrer l'existence d'une relation directe entre la fixation d'eau par la roche et la chute de sa teneur en Ca. En

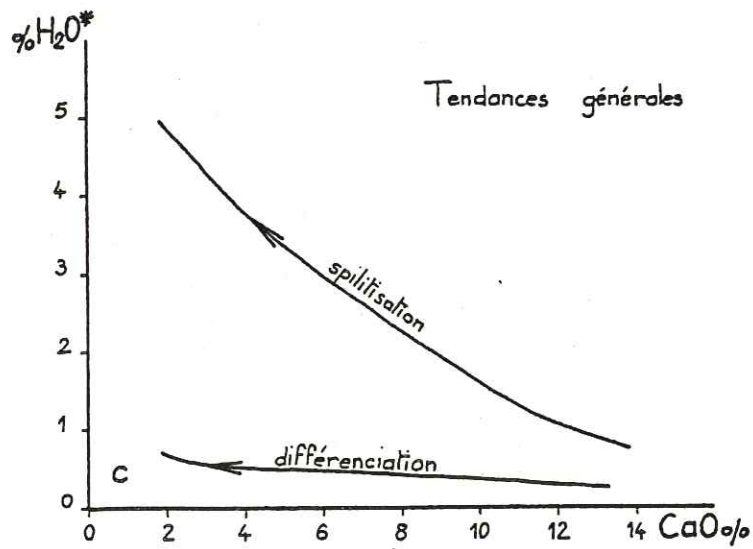
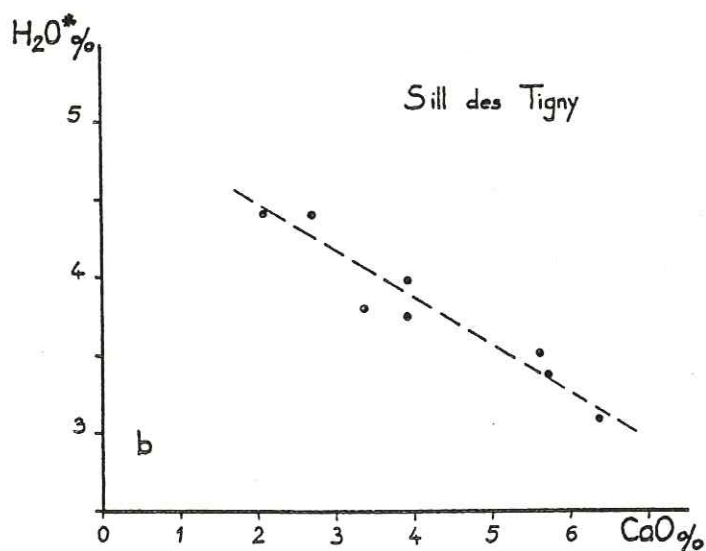
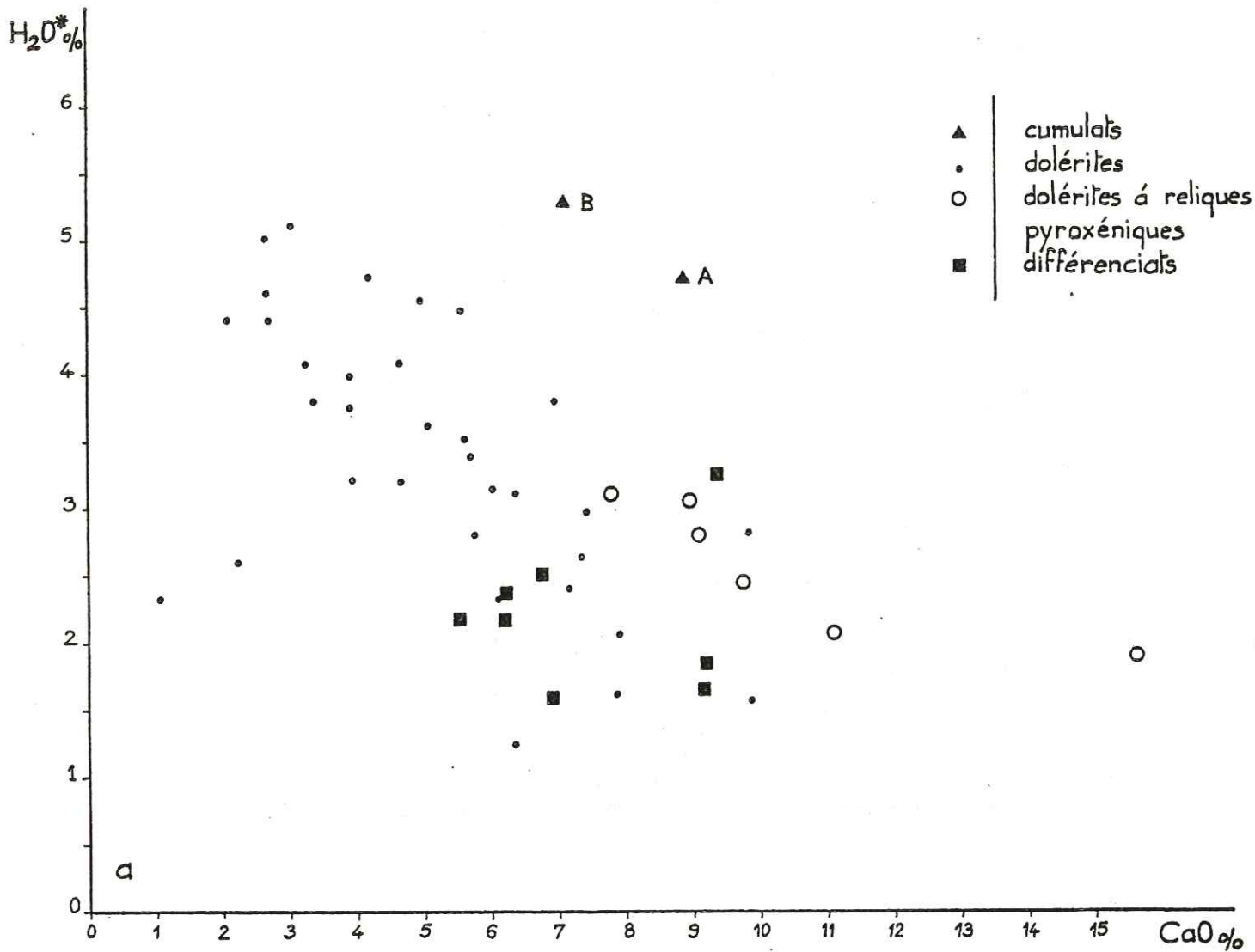


Fig 79 — Variation de CaO en fonction de l'hydratation des dolérites

fait, cette corrélation négative est encore meilleure si l'on reporte CaO en fonction de H_2O^* par gisement. Ainsi, le même diagramme (fig. 79) a été établi à partir d'un échantillonnage de faciès analogues d'un même sill (coupe des Tigny, Prainan). La relation opposant H_2O^* à CaO y est très nette, CaO passant de 6% lorsque H_2O^* fait seulement 3%, à 2% lorsque H_2O^* monte à 4,5%. Cette anticorrélation nous semble constituer un critère essentiel de spilitisation.

Remarquons ici que la teneur en CO_2 des dolérites du Versoyen est faible (mode de $CO_2 = 0,1\%$) et la corrélation CaO - CO_2 liée à la calcite dans les spilites à amygdales calciteuses n'existe pas ici.

On pourrait supposer que les roches les moins hydratées, donc les plus riches en Ca, sont les moins transformées. De fait, on constate que, si les roches contenant un pyroxène magmatique relique (augite) sont individualisées sur le diagramme CaO - H_2O^* (fig. 79), celles-ci forment un groupe dans lequel la corrélation négative CaO - H_2O^* est assez bonne, le volume du clinopyroxène diminuant rapidement lorsque CaO diminue. Il est ainsi possible de suivre la destruction du clinopyroxène en même temps que l'expulsion du CaO et l'hydratation de la roche, c'est-à-dire la fixation d'eau dans le réseau des minéraux hydratés néoformes (chlorite, épidote). Ces dolérites à pyroxène relique sont d'ailleurs les roches les plus calciques (CaO de 7,5 à 15,5%) et leur teneur en H_2O^* est toujours inférieure à 3%.

Le rôle du Ca du plagioclase n'est pas à négliger mais, ainsi que nous l'avons vu précédemment, ce minéral est le premier détruit par la spilitisation et même dans les roches les plus calciques, le seul feldspath existant est une albite BT, le calcium étant fixé par l'épidote et un peu de calcite diffuse.

Un échantillon (Hg 1) est remarquable sur ce diagramme par sa forte teneur en CaO (15,5%) et sa teneur en H_2O^* relativement faible (2%), ainsi que ses 15% volumétrique de clinopyroxène relique. Il faut aussi noter que cette métadolérite présente une teneur en Na_2O très faible ($Na_2O = 1,95\%$) relativement à l'ensemble doléritique (mode de $Na_2O = 4,25\%$). Cette teneur en Na_2O est normale dans un basalte non spilitisé. Ceci semble montrer qu'il s'agit d'une roche peu ou pas spilitisée. Or cet échantillon constitue la borne droite du diagramme CaO - H_2O^* dont l'extrémité gauche est occupée par les roches à CaO < 3% et $H_2O^* \geq 5\%$. La tendance donnée par ce diagramme peut donc bien être interprétée comme un marqueur de spilitisation.

La plus ou moins grande intensité du phénomène spilitique apparaît ainsi liée à la plus ou moins grande perméabilité de la roche aux fluides hydrothermaux. La perméabilité liée à la fissuration de la roche, à la possibilité de circulation entre grains (celle-ci fonction de la structure héritée des stades magmatiques) déterminera si le système constitué par la roche restera fermé ou ouvert au sens thermodynamique. En système ouvert, la circulation des fluides chauds autorise les transferts de matière donc, en particulier, perte de calcium, fixation d'eau etc...; en système fermé ou avec échange de matière très limité, seule une déstabilisation des paragenèses magmatiques intervient : destruction des plagioclases.

La distribution du Sr (fig. 80a) est comparable à celle de Ca par son extrême dispersion. Les teneurs vont de 550 ppm et descendent sous le seuil de détection (10 ppm). 65% des échantillons se répartissent entre 80 et 160 ppm. Une valeur moyenne de Sr dans les basaltes semble difficile à donner ainsi que le fait remarquer PRINZ (1967). Cet auteur fournit une valeur médiane de 400 ppm pour 248 analyses de basaltes se dispersant sur une gamme Sr = 18 - 2000 ppm. ENGEL et al. (1965) proposent les valeurs moyennes Sr = 130 ± 25 ppm pour les tholéiites océaniques et Sr = 815 ± 375 ppm pour les basaltes alcalins. Par ailleurs, PRINZ (1967) note que les tholéiites à olivine normative sont les basaltes dont les teneurs en Sr sont les plus faibles. Ainsi, la distribution des teneurs en Sr des dolérites du Versoyen est assez comparable à celle de tholéiites par sa dispersion et sa faible teneur moyenne.

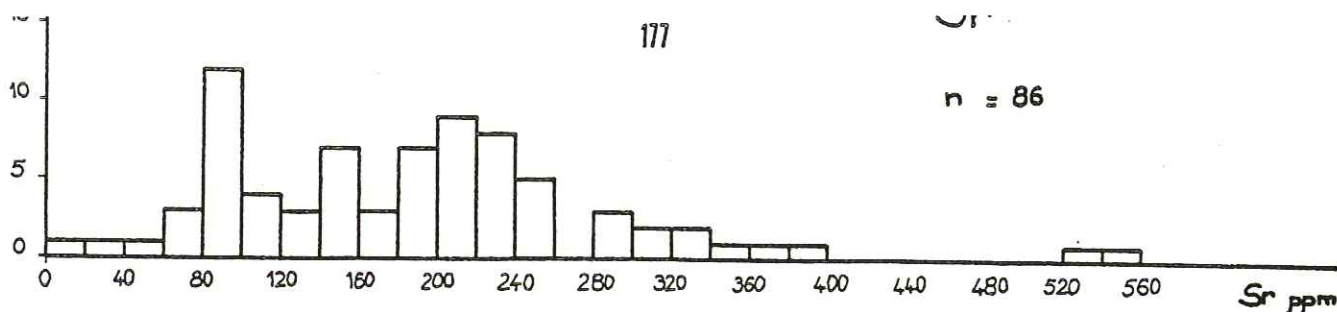


Fig.80a Histogramme de fréquence des teneurs en Sr des dolérites

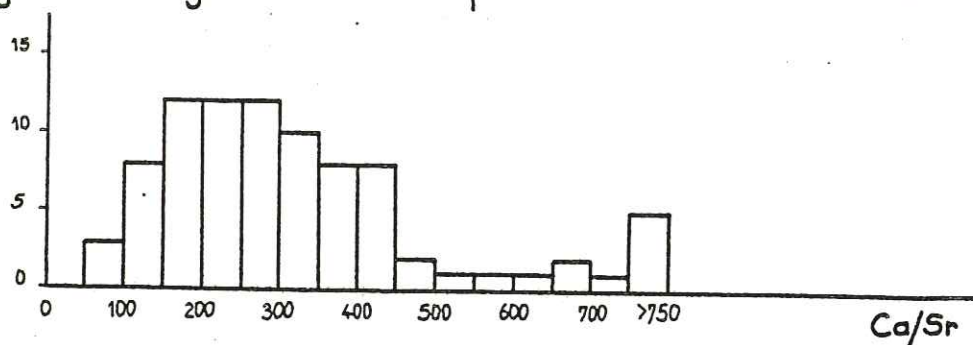


Fig.80b Histogramme de fréquence du rapport Ca/Sr dans les dolérites

Il est, malgré tout, probable que Sr a été mobilisé comme Ca. En effet, cet élément est principalement distribué dans les minéraux calciques et en premier lieu les plagioclases (surtout oligoclase à labrador) et les clinopyroxènes. Or la destruction du plagioclase est le phénomène essentiel dû à la spilitisation, entraînant une migration du Ca donc, peut-être aussi de Sr. Remarquons ici que l'altération des basaltes par l'eau de mer froide (halmyrolyse) a un effet très peu marqué sur la distribution de Sr (HART 1970). Quant à la spilitisation, son influence sur la distribution de Sr n'a pas été étudiée de façon approfondie, ainsi que le fait remarquer MONTIGNY (1975). On peut seulement, à partir des données de CANN (1969) et NICHOLLS et ISLAM (1971) fournir le tableau suivant montrant la perte concomitante de Ca et Sr dans l'albitisation du plagioclase des basaltes de fond océanique:

CaO %	Sr (ppm)	Rb (ppm)
10,75	85 - 110	3,4 - 8
7,81	89 - 100	2,8
6,89	36 - 65	1,6
1,81	32	7,6
1,28	23	4,1

Il faut remarquer que cette perte de Sr ne s'accompagne pas d'une perte évidente de Rb.

Le diagramme Ca - Sr (fig. 81) montre que la corrélation positive entre Ca et Sr existe, bien qu'elle ne soit pas excellente.

Le rapport Ca:Sr se répartit sur une gamme importante (fig. 80b) et l'histogramme de fréquence montre un mode peu marqué pour Ca/Sr = 225.

A partir de la composition d'une tholéiite océanique moyenne donnée par ENGEL et al. (1965), un rapport Ca/Sr moyen de 644 peut être calculé. Sur l'analyse moyenne de tholéiite à olivine fournie par MANSON (1967), le rapport Ca/Sr est de 210. A titre de comparaison, notons que le Ca/Sr moyen de basalte alcalin, calculé à partir des données de ENGEL et al. (1965) est de 76. Ainsi, les basaltes tholéitiques se distinguent des basaltes alcalins par leurs teneurs plus élevées en Ca et plus faibles en Sr;

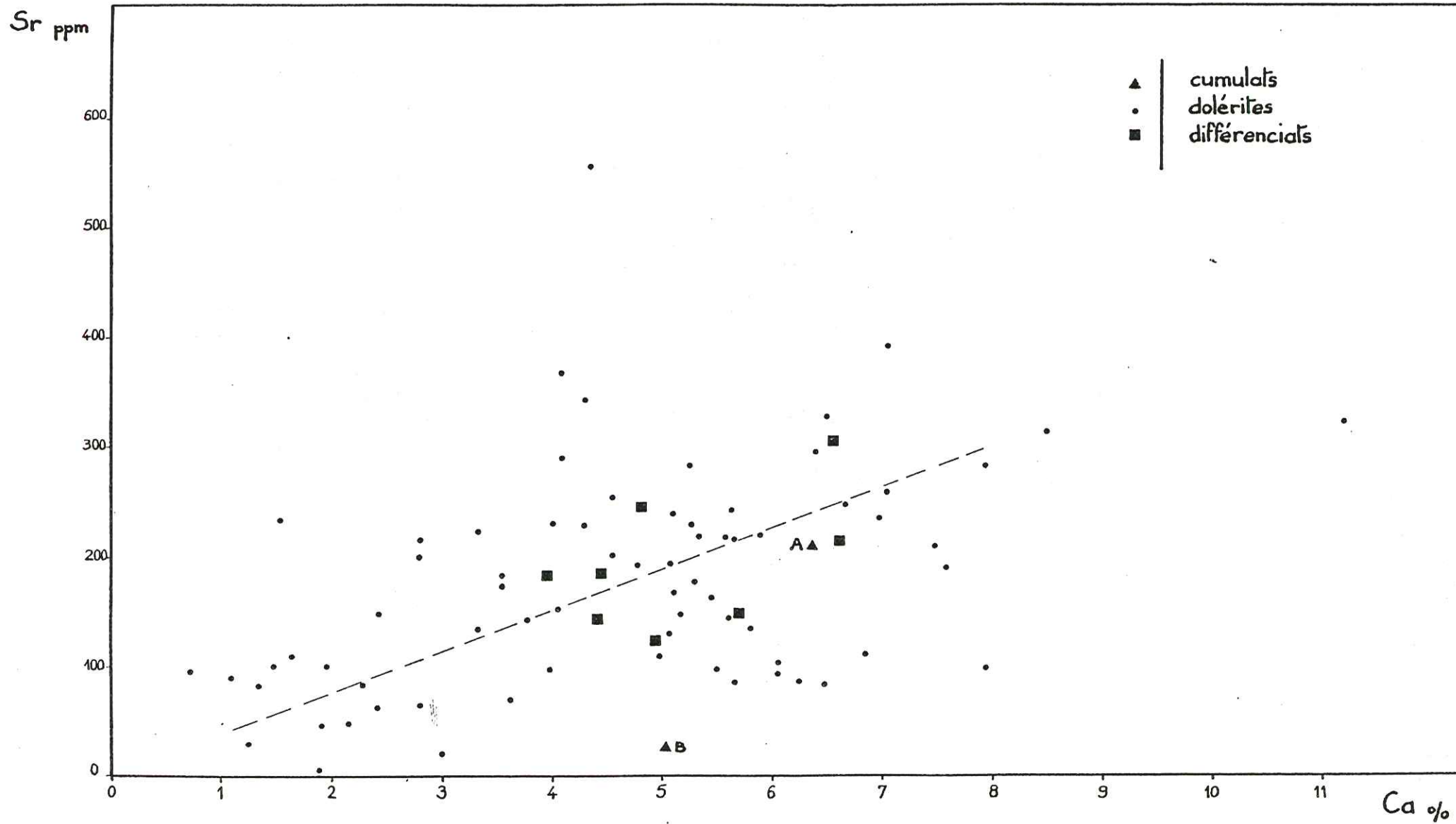


Fig 81 — Relation entre Ca et Sr dans les dolérites

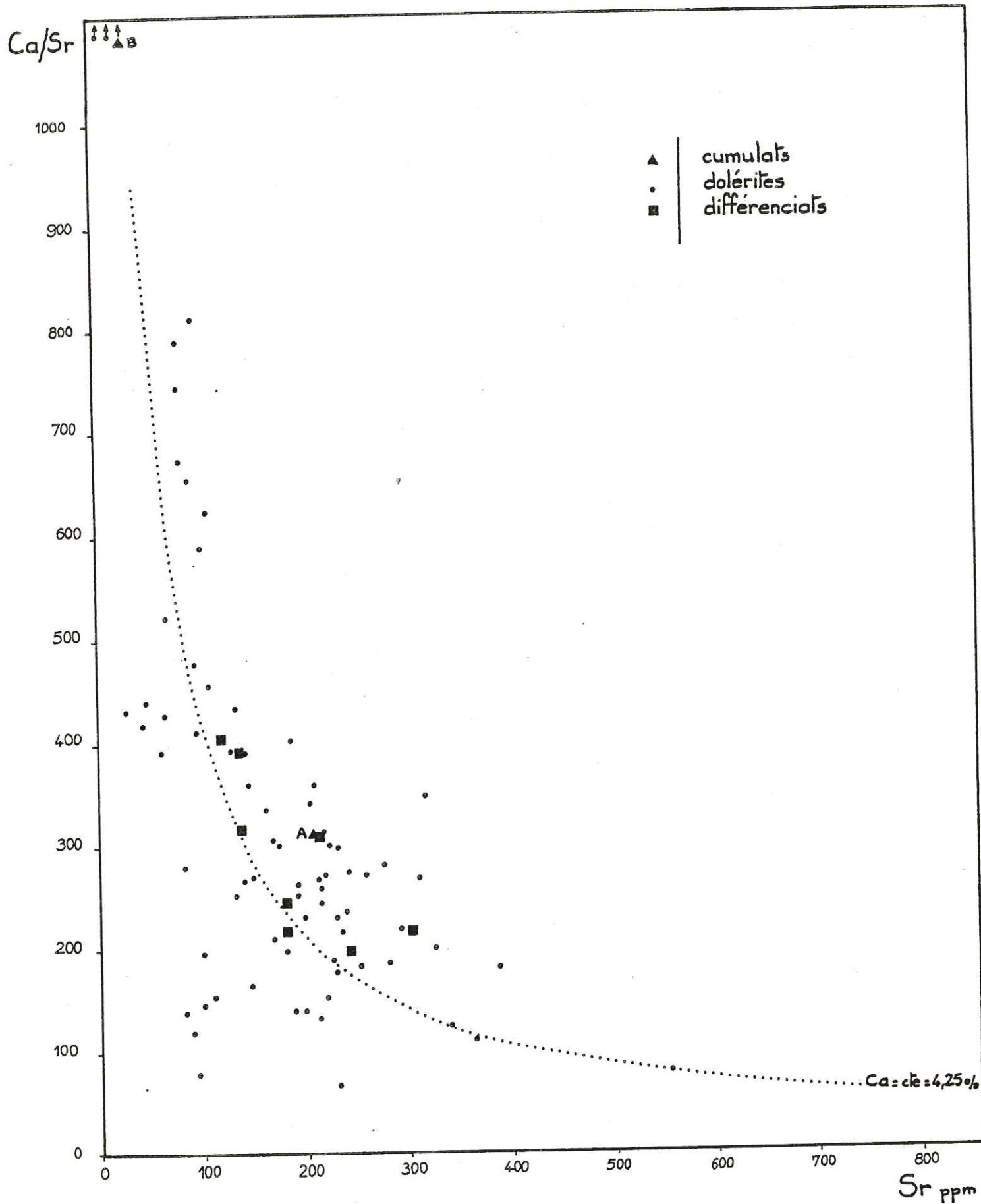


Fig 82 — Relation entre Ca/Sr et Sr dans
les dolérites

ceci se traduit par des rapports Ca/Sr plus élevés (100 - 600) dans les tholéiites que dans les basaltes alcalins (0 - 150). Dans les dolérites du Versoyen, ce rapport est relativement élevé, certaines valeurs dépassant même Ca/Sr = 1000. Malgré tout, une augmentation de Ca/Sr peut être provoquée par une perte sélective de Ca relativement à Sr lors de la spilitisation.

Un diagramme Ca/Sr en fonction de Sr a été tracé (fig. 82) ainsi que la courbe Ca/Sr = (Sr) pour Ca = 4,25%. Ces courbes ne permettent pas de retrouver un contrôle des distributions de ces éléments en fonction de la cristallisation du plagioclase et/ou du clinopyroxène. Si ces contrôles ont existé, la spilitisation les a effacés en faisant varier Ca indépendamment de Sr. Un tel comportement est envisageable dans un système hydrothermal. En effet, on sait que les sels de Ca et Sr ont des solubilités différentes (HOLLAND 1967) et ceci peut expliquer la perte plus importante de Ca que de Sr, abaissant le rapport Ca/Sr.

Remarquons que la présence de fluides chauds est indispensable pour comprendre la distribution actuelle de Ca et Sr quelle que soit l'origine de ces fluides (tardimigmatique, hydrothermale...), un métamorphisme seul (chaleur) ou l'altération par l'eau de mer froide (fluide) n'étant pas suffisant pour produire de telles migrations d'éléments.

Enfin les rapports Rb/Sr ont été calculés, 65% des valeurs sont inférieures à Rb/Sr = 0,02. Bien que cette valeur soit compatible avec une origine tholéiitique des dolérites (FAURE, HURLEY-1963), les migrations certaines de Rb et Sr lors de la spilitisation, ainsi que l'imprécision des mesures sur les teneurs très faibles en Rb, interdisent toute interprétation pétrogénétique de ce rapport.

- Le baryum

La distribution des teneurs en Ba dans les dolérites (fig. 83) est très caractéristique : 46% des échantillons ont des teneurs en Ba égales ou inférieures au seuil de détection soit 10 ppm. Quelques valeurs s'étalent jusqu'à 500 ppm. Une contamination est d'autant plus probable pour ces échantillons qu'ils ont été prélevés au contact des écaillés de leptynite de Pointe Rousse. Celles-ci présentent d'ailleurs des teneurs comprises entre 100 et 400 ppm de Ba.

La teneur systématiquement faible dans les métadolérites est à rapprocher de la teneur moyenne en Ba des tholéiites océaniques. Ainsi, ENGEL et al. (1965) donnent-ils une valeur moyenne Ba = 14 ± 7 ppm pour ces basaltes tholéiitiques qui s'oppose à la forte valeur moyenne des basaltes alcalins Ba = 498 ± 136 ppm. Les tholéiites continentales montrent des valeurs intermédiaires Ba = 246 ppm (PUCHELT - 1972).

Les dolérites du Versoyen se rapprochent donc des tholéiites océaniques par leur faible teneur en Ba. Malgré tout, on peut se demander si la répartition de Ba n'a pas été modifiée lors des phases hydrothermalés (spilitisation). VALLANCE (1973) montre dans une coulée où s'observe la transition basalte - spilite, que Ba est accumulé dans la zone spilitisée. En fait, Ba est le plus abondant dans la partie la plus potassique de la coulée ($K_2O = 2,22\%$, Ba = 2000 ppm) où un feldspath potassique se développe (adulaire). On peut penser que Ba est alors piégé dans le site K du réseau cristallin de ces feldspaths potassiques. Dans les dolérites du Versoyen, les très faibles teneurs en K_2O ne permettent pas le développement d'un feldspath potassique. Donc si Ba est libéré d'un site cristallin (plagioclase ?) par la spilitisation, il ne pourra être retenu dans le réseau d'aucun des minéraux de néoformation (albite, épidote, chlorite). Notons que dans les spilites les moins potassiques de la coulée étudiée par VALLANCE, les teneurs en Ba sont très comparables à celles des basaltes non modifiés (Ba \simeq 150 ppm). Il semble donc que l'on ait, dans ce cas particulier, conservation de la corrélation positive entre K et Ba malgré la spilitisation. Dans le Versoyen, même si Ba a été quelque peu mobilisé lors de la

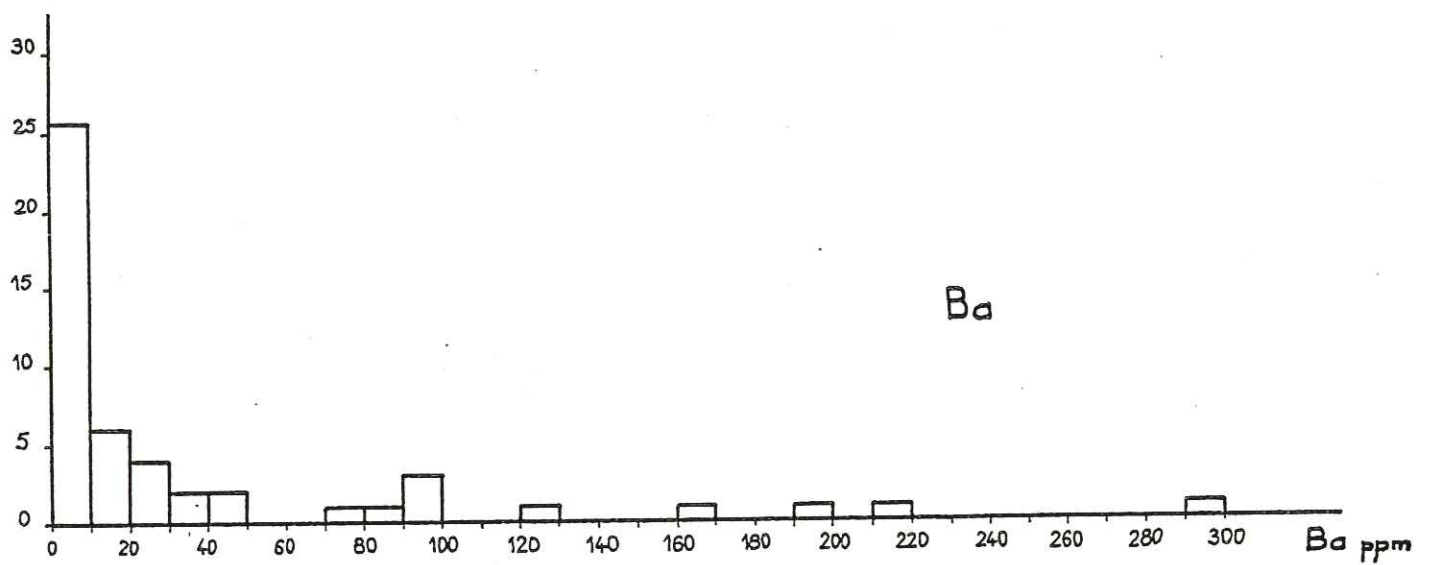


Fig83 — Histogramme de fréquence des teneurs en Ba des dolérites

spilitisation, on peut penser que les faibles teneurs sont un trait primaire de ces métadolérites.

- Le lithium

. Données géochimiques générales.

Le lithium est l'élément alcalin qui a le plus petit rayon ionique. Le rayon atomique du cation Li^+ est $r = 0,68 \text{ \AA}$ alors que ceux de Na^+ et K^+ sont respectivement $r = 0,97 \text{ \AA}$ et $r = 1,33 \text{ \AA}$, de ce fait Li^+ ne se substitue pas à ces alcalins dans les minéraux des roches, mais plutôt à Mg^{++} et Fe^{++} ($r_{\text{Mg}^{++}} = 0,66 \text{ \AA}$, $r_{\text{Fe}^{++}} = 0,74 \text{ \AA}$).

Le lithium montre ainsi une nette préférence pour les minéraux ferromagnésiens tardifs. Par ordre de teneurs croissantes, Li se retrouve dans les minéraux suivants: olivines, pyroxènes, amphiboles, micas (surtout biotite).

Avec la différenciation, les teneurs en Li augmentent depuis les termes ultrabasiques jusqu'aux produits acides puis pegmatitiques, tandis que le rapport Mg/Li diminue. Dans la gamme des roches basiques, les teneurs moyennes seraient:

basalte tholéiitique océanique	: 9 ± 6 ppm	ENGEL et al. (1965)
" alcalin	: 11 ± 5 ppm	

Pour les basaltes tholéiitiques, PRINZ (1968) donne la gamme Li = 2 - 40 ppm. Le rapport Mg/Li de ces basaltes serait de 370 environ.

. Comportement du lithium dans les sills.

La répartition du lithium dans les sills (fig. 84) montre une grande dispersion: 5 - 135 ppm (avec un échantillon à 200 ppm). Un mode assez peu marqué apparaît sur l'histogramme de fréquence des teneurs pour Li = 37,5 ppm. Ainsi, d'une façon générale, les teneurs en Li des dolérites sont près de 4 fois plus fortes que les teneurs moyennes des tholéiites. Ces teneurs sont, en fait, équivalentes à celles de granites: 38 ± 4 ppm (BEUS - 1964).

Par contre, les spilites montrent souvent des teneurs en Li anormalement élevées; ainsi, les laves spilitiques du Pelvoux présentent un mode à 60 ppm de Li avec une forte dispersion des teneurs (20 - 200 ppm) (AUMAITRE, BUFFET - 1973; SHAW, VATIN PERIGNON - 1972).

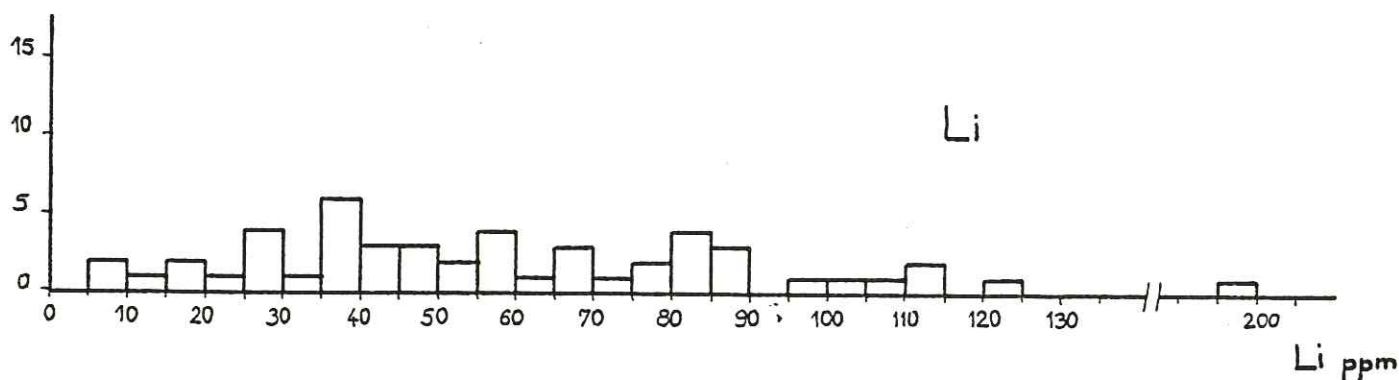


Fig.84 — Histogramme de fréquence des teneurs en Li des dolérites

La substitution Mg-Li est classiquement admise dans les processus pétrogénétiques magmatiques et suppose une corrélation Mg-Li. On

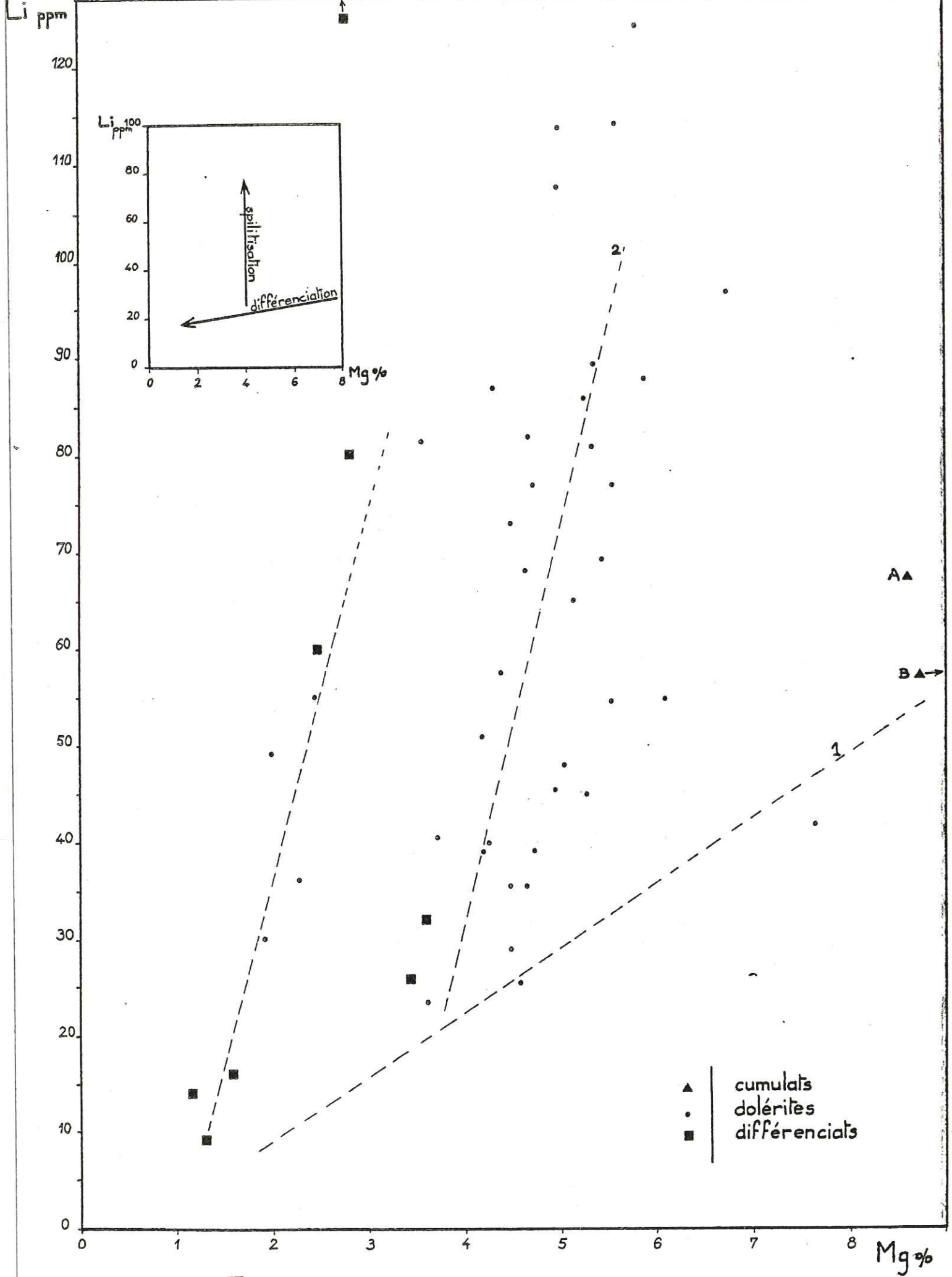


Fig. 85 — Relation Li - Mg dans les dolérites

peut donc se demander si celle-ci persiste lorsque autant de Li existe. Le diagramme Mg-Lites dolérites (fig. 85) montre que cette corrélation positive existe encore. Plus précisément, on note que les points se répartissent en deux groupes allongés selon des directions parallèles entre elles. Or ces deux groupes correspondent, pour le groupe à Mg élevé, aux roches non différenciées et pour le groupe à Mg faible, aux roches différenciées. Les cumulats se placent logiquement à droite sur ce diagramme, c'est-à-dire vers Mg fort. Sur le diagramme Mg - Li, il semble que la dispersion, en fonction de la différenciation, se retrouve bien et, si l'on considère les groupes dans leur ensemble, Li diminue avec Mg. De plus, le rapport Mg/Li n'est jamais supérieur à 2000 environ. Sur cette droite, les différents groupes se greffent en épi. Ce diagramme peut donc être interprété comme le résultat de la superposition de deux phénomènes.

Le premier serait un processus primaire magmatique. La corrélation Li - Mg est alors en première approximation la seule qui existe. Cette corrélation implique une teneur minimale en Li pour chaque teneur en Mg et le fait que les rapports Mg/Li ne sont pas supérieurs à 2000 peut être interprété comme la trace de cette ancienne relation (droite 1 sur fig. 85).

Le second est un phénomène augmentant les teneurs en Li indépendamment de Mg. Le diagramme Li - H_2O^* ($H_2O^* = PF - CO_2$) (fig. 86) offre une explication à ce deuxième phénomène. Une corrélation positive entre Li et H_2O^* apparaît nettement. En fait, il est assez clair qu'il s'agit d'une corrélation entre Li et l'eau des chlorites. Ce minéral est, en effet, le seul qui contienne suffisamment d'eau et soit en volume assez important dans les dolérites. La corrélation Li - H_2O^* est d'ailleurs beaucoup plus nette dans les roches moyennes qui sont les plus chloriteuses. Ce type de corrélation Li - H_2O_{chl} avait été déjà clairement démontré grâce à l'analyse statistique multivariable sur les spilites du Pelvoux, (AUMAÏTRE, BUFFET - 1973). Si l'on observe l'ordre de répartition des points sur ce diagramme, on constate qu'il est identique à celui affectant les groupes sur le diagramme Li - Mg (fig. 85). Ainsi, la tendance dispersant les teneurs en Li (tendance verticale) est en fait liée à H_2O^* . Ce deuxième phénomène ne peut être du métamorphisme de faciès Schistes Verts. On voit mal, en effet, comment un phénomène purement thermique serait capable d'enrichir les roches vertes en Li. Par ailleurs, les fortes teneurs en Li des dolérites du Versoyen ne peuvent être primaires, ainsi que le montrent les moyennes des teneurs en Li des roches basaltiques relevées dans la littérature. La spilitisation dans laquelle le rôle de l'eau est essentiel, est le seul processus susceptible d'expliquer la distribution actuelle du Li. La corrélation Li - H_2O alliée à des teneurs fortes en Li est un caractère assez nettement typique des spilites qui avait déjà été montré, par exemple, sur les spilites du Pelvoux. Par contre, la corrélation Li - CO_2 qui existait dans ces roches n'apparaît pas dans les dolérites du Versoyen. En effet, la teneur en CO_2 de ces roches est très faible (fig. 58). Le rôle du CO_2 est ainsi très secondaire dans ces dolérites qui ne présentent d'ailleurs pas d'amygdales de calcite comme les spilites du Pelvoux. Faut-il voir dans ces différences, l'influence de l'environnement sédimentaire: carbonaté dans le Pelvoux, péritique dans le Versoyen, ou l'action de processus plus profond (CO_2 magmatique)? Sans une étude isotopique sur le CO_2 le problème paraît difficile à éclaircir.

Le problème de la distribution du lithium peut maintenant être envisagé sur le diagramme Mg/Li - Li. La distribution des points (fig. 87) montre immédiatement que plusieurs processus se combinent pour répartir le lithium. En effet, le diagramme montre une organisation en enveloppes hyperboliques. L'enveloppe la plus fournie en points correspond exactement à l'ensemble des roches peu ou pas différenciées ($FeO^*/MgO = 0,8 - 1,8$).

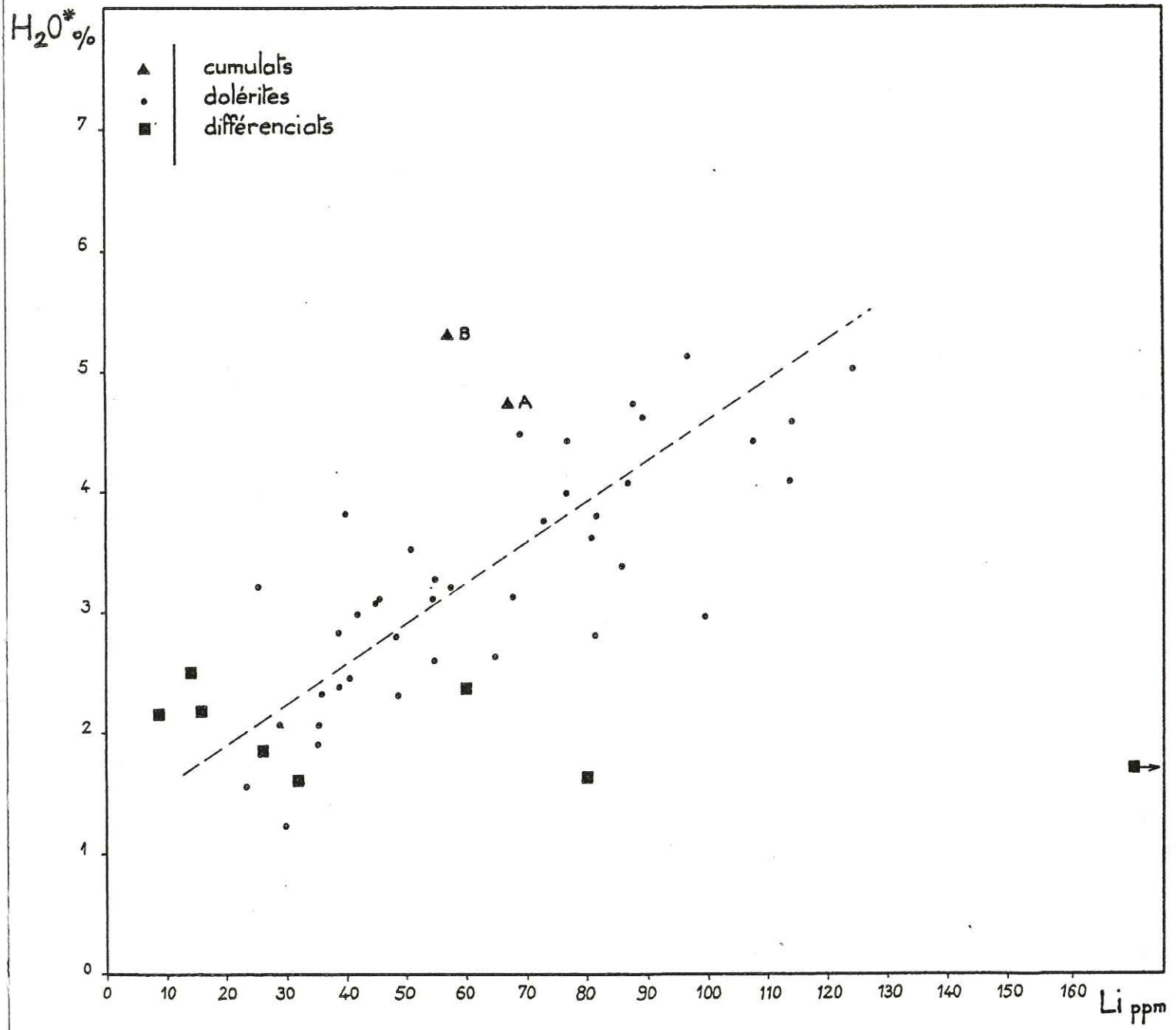


Fig. 86 — Variation de Li en fonction de l'hydratation dans les dolérites

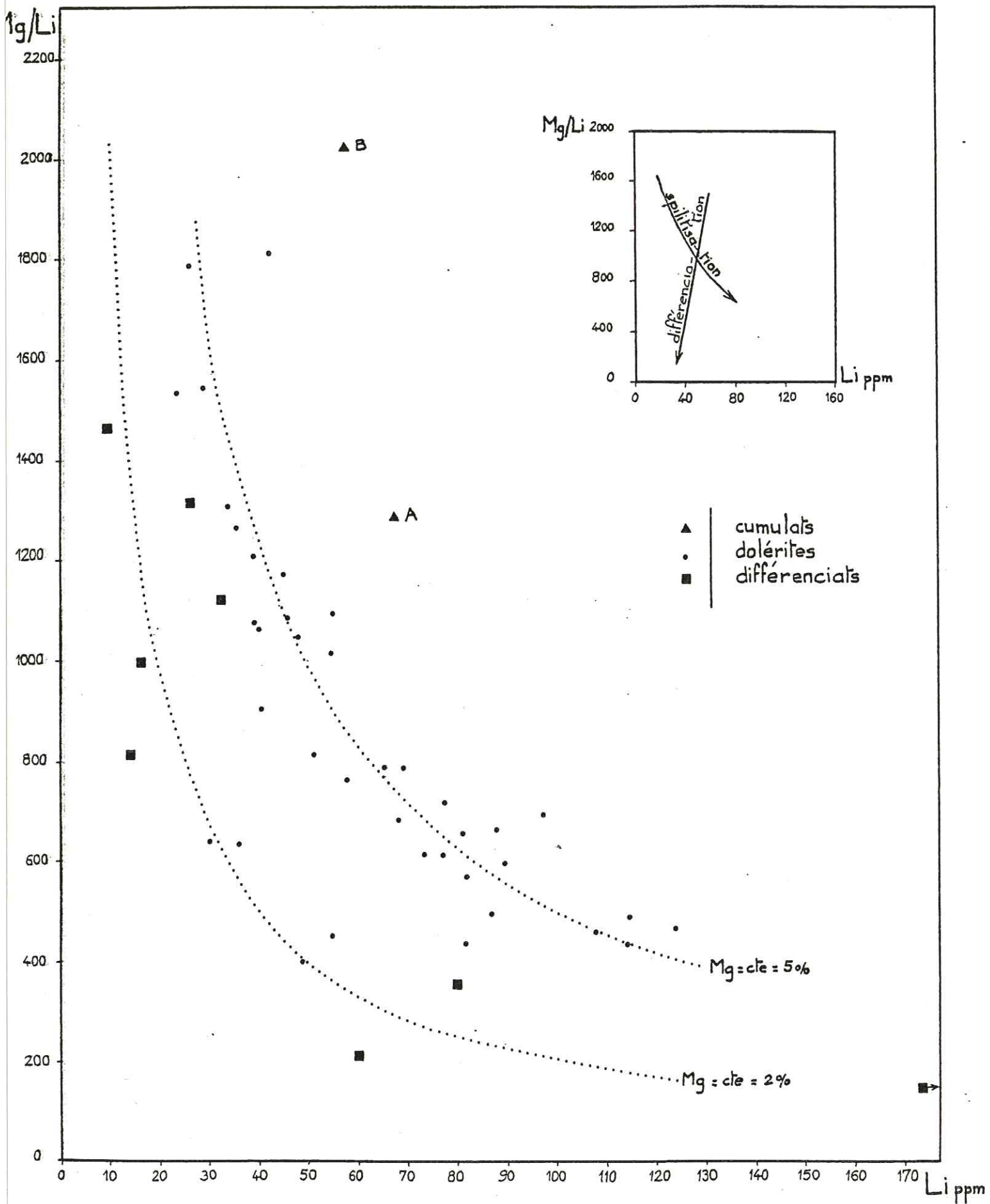


Fig.87 — Relation Mg/Li - Li

La répartition sur cette courbe est l'expression graphique d'une variation des teneurs en Li avec Mg relativement constant, c'est-à-dire une fonction:

$$\frac{A}{x} = f(x) \quad \begin{array}{l} x = \text{teneur en Li} \\ A = \text{teneur constante en Mg} \end{array}$$

Dans ce groupe de roche, MgO varie de 6 à 10% alors que Li varie de 20 à 120 ppm. La courbe Me/Li - f(Li) pour Mg = 5% a été tracée et constitue une bonne ligne de régression pour ce groupe de roche. Or l'ordre de répartition des points sur cette courbe est celui montré par le diagramme H₂O* - Li. Donc, le rôle de l'eau envisagé sur le diagramme Mg - Li apparaît clairement sur le diagramme Mg/Li - Li; il y est responsable de la dispersion de Li à Mg constant.

Par contre, orthogonalement à cette tendance indépendante de Mg, nous retrouvons les cumulats vers les rapports Mg/Li forts et les différenciés vers Mg/Li faibles. Ainsi l'évolution du rapport Mg/Li vers les valeurs faibles lorsque la différenciation croît, apparaît bien. Remarquons que les faciès différenciés se répartissent en gros sur une courbe Mg/Li = f(Li) avec Mg = 2%. Leur position sur cette courbe est également imputable à la relation Li - H₂O* dans ces roches.

Ainsi le diagramme Mg/Li - Li résume bien le comportement complexe du lithium caractérisé par:

- une corrélation Mg - Li dans les processus magmatiques avec chute du rapport Mg/Li lors de la différenciation.
- une corrélation H₂O* - Li dans le processus impliquant l'action de fluides hydrothermaux (spilitisation).

Une question se pose immédiatement: pourquoi la spilitisation peut-elle provoquer une exagération des teneurs en Li des roches basiques?

Quelques faits doivent d'abord être précisés ici:

- les teneurs moyennes en Li des pélites encaissantes vont de 20 à 100 ppm et s'étalent donc sur une gamme analogue à celle des spilites.
- les quelques affleurements de matériel acide (leptynite de Pointe Rousse) présentent des teneurs en Li faibles: 5 - 30 ppm.

Il nous semble donc que l'origine du Li ne doit pas être recherchée dans un éventuel lessivage hydrothermal du matériel acide. Les leptynites ne montrent pas trace d'intenses lessivages et leurs faibles teneurs en Li semblent primaires. De plus, l'extension actuelle de ces leptynites est limitée par rapport aux roches vertes et rien ne permet de supposer une extension plus importante.

Par contre, il faut remarquer que la teneur en Li des pélites est très proche de celle des spilites. De plus, roches vertes et pélites sont intimement imbriquées et en volumes sensiblement voisins. On peut donc se demander si l'origine du Li des spilites n'est pas à rechercher dans les pélites.

Les teneurs élevées en Li des pélites sont certainement primaires car il s'agit de roches constituées essentiellement à l'origine de minéraux argileux; or, ces minéraux (illite surtout) comptent parmi ceux qui accumulent le plus de lithium (moyenne de 105 sédiments argileux marins 66 ppm, gamme 17 - 207 ppm; HIRST-1962).

Lors des processus tardi à postmagmatiques impliquant la circulation de fluides, le Li des argiles doit pouvoir être mobilisé et concentré dans ces fluides. Ceux-ci devaient être en grande partie de l'eau de mer ou l'eau connée des sédiments. Remarquons ici que l'eau de mer seule ne peut représenter la somme du Li à cause de sa teneur très faible en Li (Li = 0,19 ppm; RILEY, FONGUDAI - 1964).

Les fluides chauds percolant à travers les masses basiques seront alors responsables des altérations propres à la spilitisation et en particulier du développement des chlorites. Or, nous avons montré que les teneurs en Li des roches vertes étaient liées à celles de H_2O des chlorites. De plus, les fluides impliqués dans la spilitisation devaient être chauds : 400 - 500°C. voir plus; or, on sait que la teneur maximale en Li des eaux hydrothermales est une fonction directe de la température (ELLIS, MAHON - 1964). De ce fait, la teneur en Li de ces fluides doit pouvoir être importante, or ce sont ces fluides (H_2O surtout) qui sont impliqués dans la cristallisation de la chlorite. Ceci peut expliquer l'enrichissement en Li des chlorites et donc des roches qui les contiennent. Un élément important du débat manque toutefois: c'est le coefficient de partage du Li entre fluide hydrothermal et chlorite pour X, P, T du fluide données, mais ceci semble introuvable dans la littérature actuelle.

On peut malgré tout concevoir que la teneur en Li des roches vertes va augmenter tandis que celle des pélites diminuera légèrement au cours du processus. On aurait ainsi une sorte de compensation du gradient de teneur en Li qui pouvait exister entre une dolérite tholéiitique initialement à ≈ 10 ppm de Li et un encaissant pélitique contenant 60 à 80 ppm de Li, au moyen d'un transfert de matière dont le vecteur serait le fluide hydrothermal (ici principalement H_2O).

Il est évident qu'un tel schéma ne peut convenir qu'à des ensembles lithologiques contenant des pélites. En effet, la cause de l'enrichissement fréquent en Li des spilites n'est peut-être pas unique mais, dans le cas particulier des séries du Versoyen, la solution proposée nous paraît concevable. Pour le Pelvoux, un autre processus est peut-être à envisager.

* Les éléments volatils : H_2O , CO_2

Les dolérites du Versoyen sont des roches riches en fluides, en effet, le mode principal de l'histogramme (fig. 58) des teneurs en H_2O^* (P.F. - CO_2) est de 2,25%, tandis qu'un mode secondaire pour $H_2O^* = 3,25\%$ existe. Les teneurs s'étalent jusqu'à $H_2O^* = 5,5\%$. Il s'agit donc de concentrations élevées, surtout si on les compare à celle de basaltes. MOORE (1965) trouve une teneur moyenne en H_2O de $0,45 \pm 0,15\%$ dans les basaltes tholéiitiques dragués dans la zone du rift du Kilavea (Hawaï). BJÖRNSSON (1968) estime à 0,7% la teneur en H_2O du magma tholéiitique à olivine de Surtsey.

Par contre, les spilites sont des roches systématiquement enrichies en H_2O . Ainsi l'étude des roches spilitiques du massif du Pelvoux montre que les teneurs en H_2O^* sont de 2,20% dans les dolérites filoniennes et de 3,57% dans les laves (AUMAITRE, BUFFET - 1973). Il faut remarquer que les laves sont assez systématiquement plus hydratées que les dolérites; ce sont aussi les roches les plus spilitisées. Peut-être faut-il voir dans ce gradient d'hydratation décroissant vers le bas, une preuve de l'origine exogène de l'eau, migrant par percolation de haut en bas.

Dans le Versoyen, l'étude pétrographique montre que la chlorite est le minéral qui, dans les dolérites accumule l'eau. Ce minéral étant un produit typique de la spilitisation, on peut penser qu'une étude du rapport isotopique $\delta D/H \%$ sur l'eau extraite des chlorites pourrait permettre de savoir si cette eau est juvénile ($\delta D/H < -9$) ou météorique ($\delta D/H \approx 0$). Il ne faut évidemment pas sousestimer les difficultés d'une telle étude (voir par exemple TAYLOR, EPSTEIN - 1968).

Quant au CO_2 , les teneurs sont faibles: mode de l'histogramme à 0,1% CO_2 (fig. 58) et expliquent la faible abondance de la calcite dans les dolérites. Ces teneurs contrastent avec celles des spilites à calcite comme, par exemple, les laves spilitique du Pelvoux (mode de $CO_2 = 0,36\%$) ou les filons dolérito spilitiques associés (mode de $CO_2 = 1,10\%$) (AUMAITRE,

BUFFET - 1973). Citons également la valeur moyenne proposée par VALLANCE (1969) sur 225 spilites: $\text{CO}_2 = 2,4\%$. Les teneurs en CO_2 des dolérites du Versoyen sont tout-à-fait en accord avec les teneurs moyennes de basaltes comprises entre 0 et 0,5% (MANSON - 1967).

Le rôle du CO_2 est très important dans la spilitisation car il semble bien que sa présence dans le fluide hydrothermal provoque, dans la roche basique, des modifications beaucoup plus poussées que lorsque le fluide est composé principalement d' H_2O . L'absence de CO_2 dans les dolérites spilitisées du Versoyen explique peut-être ainsi, pour partie, la relative discrétion de la spilitisation dans ces roches (minéraux reliques fréquents, mobilisations importantes limitées à Ca et Na).

L'absence ou la présence de CO_2 dans les spilites peut être une conséquence de la saturation en CO_2 du milieu dans lequel se produisent les épanchements. Ainsi, dans le Versoyen, le bassin sédimentaire, siège des intrusions, est péritique contrairement au Pelvoux où les séries sédimentaires contemporaines du volcanisme, sont surtout carbonatées. Evidemment, l'argument peut être retourné en supposant qu'il peut exister des magmas riches en CO_2 (bien que l'on sache que la solubilité de CO_2 dans les magmas est très faible (MOORE - 1965)). En arrivant près de la surface le CO_2 serait libéré par la chute de la pression totale, une partie s'échappant vers le milieu de sédimentation favorisant ainsi la précipitation de carbonates, l'autre partie réagissant avec les minéraux calciques de haute température (clinopyroxène, plagioclase) pour donner de la calcite. Cette ambiguïté sur l'origine du CO_2 des spilites pourrait être tranchée par l'étude des rapports isotopiques $\delta^{13}\text{C}$ et $\delta^{18}\text{O}$ des carbonates. Les études de ce type entreprises à ce jour montrent que les deux origines, sédimentaire ou magmatique, sont possibles pour le CO_2 (SCHIDLOWSKI, STAHL - 1971; AMSTUTZ, PATWARDHAN - 1974).

Dans le cas du Versoyen, les faibles teneurs générales en CO_2 , l'absence de bulles de calcite, nous conduisent à admettre que les teneurs en CO_2 des dolérites sont d'origine magmatique.

c - Essai de synthèse sur la spilitisation des dolérites du Versoyen

Bien qu'il n'existe pas d'évidence pétrographique que les dolérites du Versoyen soient spilitisées, un diagramme mettant en relief la distinction basalte - spilite tel $(\text{Al}/3 - \text{K})$ $(\text{Al}/3 - \text{Na})$ (fig. 75) montre que le chimisme de ces dolérites couvre exactement le champ des spilites. Ainsi, chimiquement, ces dolérites sont-elle des spilites.

Dans ces roches, la spilitisation a provoqué essentiellement une déstabilisation complète du plagioclase, mais a fréquemment préservé le clinopyroxène, permettant ainsi l'étude du chimisme de celui-ci (p.87)

Cette spilitisation nous paraît présenter tous les caractères d'un phénomène hydrothermal, c'est-à-dire, au sens éthymologique, un processus impliquant obligatoirement l'action combinée de la chaleur et de l'eau (fluide).

La chaleur est le phénomène qui, portant les minéraux à un niveau d'énergie élevé, autorise une rupture plus facile des liaisons inter-éléments et rend ainsi les éléments plus mobilisables. La chaleur est donc l'agent physique qui permettra la mobilité des éléments. Certains, "peu retenus" dans des sites cristallins se révèlent plus particulièrement mobilisables, c'est surtout le cas de Ca dans les plagioclases.

L'origine de la chaleur peut être diverse: élévation générale de température liée à un métamorphisme régional, élévation plus locale liée à l'intrusion (sills) du magma.

Mais, pour spilitiser une roche basique, la présence d'un fluide est nécessaire et ce fluide doit être chaud. Dans le Versoyen, il n'y a

aucune évidence que le métamorphisme régional de faciès Schistes Verts ait été un événement thermique associé à des migrations importantes de fluide. Il semble donc qu'il faille associer la spilitisation au volcanisme afin d'obtenir simultanément des fluides et de la chaleur.

Ainsi la chaleur doit provenir de la roche basique elle-même en cours de refroidissement. Sur une mince frange, la chaleur intense de l'intrusion a provoqué un thermométamorphisme dans l'encaissant sédimentaire. Le gradient de température est alors important autour du contact roche basique chaude - sédiment froid, mais va s'amortir dans le temps par conduction thermique. Ainsi, une certaine épaisseur de pélites non consolidées (et leurs eaux connées) va-t-elle être portée à une température insuffisante pour produire un thermométamorphisme, mais suffisante pour amorcer le système hydrothermal responsable de la spilitisation. Il faut noter que les fluides peuvent être, soit des fluides magmatiques de fin de cristallisation, soit des eaux connées de sédiments voire même l'eau de mer soit des mélanges de ces fluides. Dans le cas d'eaux exogènes, il est probable qu'elles aient été reprises dans des systèmes convectifs hydrothermaux associés au volcanisme. Par ailleurs, le fluide doit également circuler à travers la roche afin que les transferts de matière (et de chaleur) se produisent: apport et départ d'éléments. Le rôle du fluide au sein de la roche va alors être principalement la déstabilisation des minéraux, ceci étant d'autant plus aisé que ces minéraux sont déjà portés à une température élevée (400 - 500°C ou plus). Puisque ce fluide circule il amène certains éléments (Na, Li, H₂O, peut-être CO₂) dans la roche, permettant la cristallisation de minéraux en équilibre dans les conditions thermodynamiques du milieu hydrothermal (albite BT, chlorite, calcite, épidote ...) et évacue certains autres (ex: Ca, Sr). La dispersion des teneurs des éléments les plus mobiles (alcalins, alcalino-terreux essentiellement) est aussi le résultat de cette activité hydrothermale: appauvrissement de certaines zones particulièrement drainées par le fluide (c'est le cas de Ca principalement) ou accumulation dans d'autres (bulles calciteuses par exemple, dans les spilites du Pelvoux).

Sur ce processus de base, plusieurs paramètres peuvent intervenir et en modifier l'action, ce sont essentiellement la nature du fluide et la structure de la roche en voie de spilitisation.

Le fluide de base est toujours l'eau, mais d'autres substances peuvent s'y ajouter et en modifier l'activité. C'est l'addition de CO₂ à H₂O qui aura les conséquences les plus importantes sur le résultat de l'action du fluide (modification du pH du fluide...). Ainsi la présence de CO₂, que son origine soit exogène (CO₂ apporté par H₂O depuis un milieu de sédimentation saturé en carbonates) ou endogène (CO₂ d'origine profonde relâché par le magma et se dissolvant dans le fluide aqueux, lorsque celui-ci est au sein de la roche basique) ou même mixte, va fortement augmenter l'action déstabilisatrice du fluide: destruction quasi totale de toute la paragenèse HT (plagioclases, pyroxènes, olivines). Les mobilisations seront importantes et affecteront tant Ca, Na, Sr que Si voire d'autres éléments (Fe ...) Les recristallisations comprendront albite, chlorite mais aussi calcite en abondance. Toutes autres conditions (P, θ) étant égales, l'absence de CO₂, par ailleurs, n'autorise qu'une action modérée du fluide (H₂O). Dans ce cas, la déstabilisation du plagioclase sera le phénomène essentiel, par contre les clinopyroxènes seront souvent préservés. Les migrations d'éléments se limiteront à un apport de Na et un départ de Ca, les autres éléments étant très rapidement impliqués dans les recristallisations. Celles-ci comprendront albite, chlorite et épidote, l'absence de CO₂ ne permettant pas la fixation de Ca sous forme de calcite.

Le rôle de la structure de la roche est également important. En effet, une lave dans laquelle la partie vitreuse est abondante sera très affectée par la spilitisation, le verre assemblage silicaté non organisé de façon stable, étant très sensible à l'hydratation sous haute température.

Les laves seront donc le siège de mobilisation et migration d'éléments importantes, de recristallisation poussée, les caractères primaires tant structuraux que minéralogiques et même géochimiques seront pratiquement totalement oblitérés.

Par contre, sur les roches initialement très cristallisées (dolérites), l'hydrolyse doit s'attaquer à des structures organisées bien plus stables qu'un verre: les minéraux. De plus, la circulation des fluides se fera plus difficilement à travers les microfractures ou dans le film intergranulaire de la roche et ainsi les migrations d'éléments seront-elles limitées.

De ce fait, dans le cas des dolérites spilitisées du Versoyen, la spilitisation assez restreinte s'explique essentiellement par l'action d'un fluide sans CO₂ et la structure doléritique de la roche initiale.

Rappelons encore ici que ce processus doit intervenir lors du stade de refroidissement des sills, une fois que toute la masse de ceux-ci est passée à une température inférieure à celle du liquidus basaltique.

Donc, dans un intervalle de temps assez court, plusieurs processus se succèdent afin de produire la distribution actuelle des éléments dans les dolérites des sills:

- 1 différenciation en milieu magmatique donnant une paragenèse HT. La pression P_{H₂O} est très faible.
- 2 altération hydrothermale sur une roche cristallisée en cours de refroidissement avec production de la paragenèse BT à partir des éléments apportés par le fluide et de ceux issus du démantèlement de la paragenèse HT.

A la charnière de ces deux processus, un évènement important se produit: la cristallisation dans le magma résiduel de minéraux hydratés: hornblendes brunes et vertes (p. 86). Ces hornblendes se développent autour de pratiquement tous les minéraux de la paragenèse magmatique. Elles appartiennent donc à un stade tardimagmatique. L'eau nécessaire à la cristallisation de ces hornblendes peut être aussi magmatique, mais il est possible que cet épisode de cristallisation de minéraux hydratés traduise plutôt une brutale augmentation de P_{H₂O} en fin de cristallisation du magma, conséquence du début d'hydratation du matériel des sills. En fait, à ce moment-là, l'arrivée de fluide permettra l'augmentation de P_{H₂O} dans le liquide magmatique résiduel avec cristallisation de hornblende, mais cet épisode constitue aussi le prémice de la spilitisation, car, dès que la dernière fraction de liquide magmatique aura cristallisé, les fluides réagiront avec la paragenèse minérale HT de la dolérite en voie de refroidissement. On a alors vraiment le début de la phase d'altération hydrothermale (spilitisation).

En définitive, et sur l'exemple des dolérites spilitisées du Versoyen, la spilitisation nous apparaît être, à la base, un phénomène d'altération hydrothermale de roches magmatiques en cours de refroidissement. Ce processus est susceptible d'être modifié et compliqué par de nombreux paramètres internes (origine magmatique de certains fluides, structure de la roche) ou externes (apport d'eau, nature des matériaux du bassin dans lequel se fait l'épanchement). A partir de données de pétrographie et de géochimie combinées à une revue des études expérimentales du rôle des processus hydrothermaux sur les roches basiques, il semble bien que le processus exposé ici suffise à expliquer les anomalies géochimiques des spilites, par rapport aux basaltes. Il ne faut évidemment pas sousestimer la complexité du phénomène spilitique, mais cette complexité même est propre aux altérations. De plus, pour la spilitisation, le télescopage entre les épisodes magmatiques et hydrothermaux ajoute encore à cette complexité.

5 - LES ELEMENTS A COMPORTEMENT HYBRIDEa - La silice

La distribution de la silice dans les dolérites montre un mode très accusé pour $\text{SiO}_2 = 47,50\%$. Si l'on recalcule les analyses anhydres avec $\text{H}_2\text{O}^* \approx 3\%$, des teneurs moyennes en SiO_2 de 49% environ sont obtenues. Ces teneurs sont alors proches des valeurs moyennes données par ENGEL et al. (1965) pour les tholéiites océaniques $\text{SiO}_2 = 49,34 \pm 0,54\%$. MANSON propose des teneurs moyennes $\text{SiO}_2 = 48,6\%$ pour les tholéiites à olivine et $\text{SiO}_2 = 49,4\%$ pour les dolérites tholéitiques à olivine. Les teneurs en SiO_2 des dolérites du Versoyen sont donc conformes aux moyennes normales de tholéiites.

On peut se demander si la silice a réellement migré lors de la spilitisation. Le diagramme SiO_2 en fonction de FeO^*/MgO (fig.88) a donc été tracé et montre une distribution ordonnée de SiO_2 selon cet indice de différenciation.

Ainsi les cumulats sont les roches les moins siliceuses (43 - 45 % SiO_2) ce qui est logique étant donné leur enrichissement en olivine.

Les dolérites moyennes ($\text{FeO}^*/\text{MgO} = 0,8 - 1,8$) se distribuent entre $\text{SiO}_2 = 44\%$ et 52% avec un maximum pour $\text{SiO}_2 = 48\%$. Aucune corrélation positive ou négative n'est décelable entre SiO_2 et FeO^*/MgO .

Le groupe des roches différenciées montre, ensuite, une tendance assez nette : SiO_2 reste sensiblement égal à celui des dolérites jusque vers $\text{FeO}^*/\text{MgO} \approx 2,4 - 2,6$, puis les teneurs en SiO_2 augmentent régulièrement pour atteindre $\text{SiO}_2 = 57\%$ dans les stades les plus différenciés ($\text{FeO}^*/\text{MgO} = 5,4$). La tendance ainsi dessinée, bien que nette, n'est pas aussi "propre" que celles montrées par les éléments de transition par exemple, une certaine dispersion existant autour de la lignée.

Il apparaît donc que la distribution de SiO_2 est gouvernée par deux processus:

- l'un lié à la différenciation dans les sills avec enrichissement en SiO_2 dans les stades tardifs de fractionnement, appauvrissement en SiO_2 dans les cumulats précoces. C'est la tendance clairement lisible sur le diagramme de répartition de SiO_2 en fonction de FeO^*/MgO .
- l'autre lié à des phénomènes postérieurs dispersant les teneurs acquises dans le premier processus. C'est une tendance qui peut être la conséquence des stades hydrothermaux postmagmatiques (spilitisation).

La première tendance a une grande importance pétrogénétique; en effet, on constate que si la teneur en SiO_2 reste assez constante jusqu'à $\text{FeO}^*/\text{MgO} \approx 2,4 - 2,6$, elle augmente ensuite régulièrement à partir de ce rapport, or c'est pour cette valeur du rapport FeO^*/MgO que les oxydes de Fe et Ti cristallisent (cf. p. 141). Ainsi la précipitation des oxydes est suivie par une augmentation de la teneur en SiO_2 du magma résiduel. Une telle tendance est caractéristique d'une différenciation basaltique, sous faible pression, d'un magma très peu oxydé (OSBORN - 1959, WAGER, BROWN - 1967). En effet, on sait qu'une faible P_{O_2} ($\text{Fe}^{++}/\text{Fe}^{+++}$ élevé) retarde la cristallisation des oxydes de Fe et Ti dans le magma, permettant un enrichissement en Fe^{++} de celui-ci, alors que SiO_2 n'augmente pas, voire même diminue, avec le fractionnement. Ce n'est que lorsque les oxydes ont cristallisé que la teneur en SiO_2 peut enfin augmenter. Ce dernier épisode d'évolution du magma est extrêmement tardif, ainsi pour l'intrusion du Skaergaard, cas typique d'une différenciation sous faible P_{O_2} , les teneurs en SiO_2 ne commencent à augmenter que lorsque 97% de l'intrusion sont solidifiés. SiO_2 atteint alors rapidement 70% (WAGER, BROWN 1967). Dans les sills différenciés du Versoyen, ce fait est corroboré par le faible volume des différenciés relativement à la masse totale des dolérites. Ceci amène à penser que la variation de l'indice de différenciation FeO^*/MgO n'est pas une fonction linéaire du taux de solidification, mais doit varier de manière plutôt exponentielle avec celui-

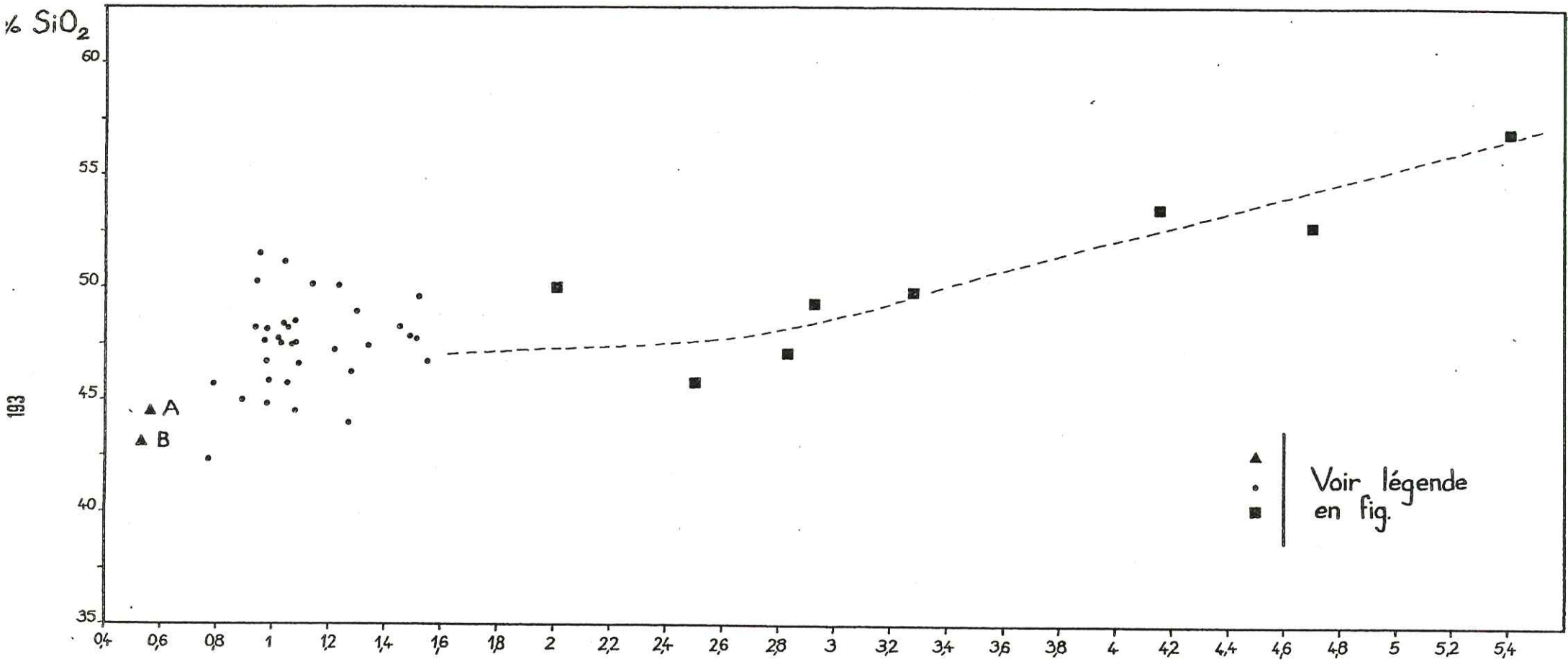


Fig. 88 — Distribution de SiO₂ en fonction de FeO*/MgO

ci: FeO^*/MgO augmentant faiblement jusqu'à un stade avancé de solidification, puis fortement dans les stades terminaux au-delà de 95% de solidification.

La seconde tendance ne fait que donner un léger flou à la première. La mobilisation de SiO_2 doit être attribuée à la phase d'altération hydrothermale, c'est-à-dire à la spilitisation. Lors de celle-ci, le plagioclase est déstabilisé avec perte de Ca et gain de Na. Pour ces deux éléments, il est évident que le système "dolérite" à l'échelle du sill n'était pas un système fermé: des apports et départs de matière ont eu lieu. Par contre une telle évidence n'existe pas pour SiO_2 . Nous avons vu ainsi que la distribution des teneurs en SiO_2 est quasiment gaussienne et s'oppose à celle de Ca, élément largement expulsé des dolérites. De plus, les analyses recalculées anhydres montrent que la teneur en SiO_2 des dolérites reste dans la gamme de celle des tholéiites. On peut donc penser que Si a été mobilisé, en particulier dans la déstabilisation des plagioclases, sans être affecté de migrations importantes. Celles-ci se traduisent uniquement par une dispersion des teneurs en SiO_2 à l'échelle de l'échantillon, sans migration importante de Si vers l'extérieur des sills.

L'étude de la distribution de SiO_2 montre une nouvelle fois que l'importance de la spilitisation dans les dolérites du Versoyen ne doit pas être exagérée: c'est un phénomène net mais qui ne masque pas la distribution primaire (magmatique) de la majorité des éléments. De ce fait, la répartition de SiO_2 en fonction de la différenciation apporte un résultat important avec la succession suivante de phénomènes: différenciation, précipitation de minerais puis augmentation de la teneur en SiO_2 du magma résiduel. Ceci nous permet d'affirmer que le magma initial qui s'est mis en place sous forme de sill était très peu oxydé (P_{O_2} fiable) avec un rapport $\text{Fe}^{++}/\text{Fe}^{+++}$ fort.

b - Le cuivre

Le comportement du cuivre s'oppose à celui des éléments de transition: Cr, Ni, V, Co.

En effet, le magma a tendance à s'enrichir en cuivre avec le fractionnement. La substitution du cuivre peut se faire sur les sites Na^+ des plagioclases, les sites Ca^{++} des apatites, mais surtout sur les sites Fe^{++} des olivines, ilménites, magnétites et principalement pyroxènes. Il faut préciser que la présence d'une phase sulfure abondante peut entraîner la précipitation de sulfure de cuivre, appauvrissant ainsi le magma résiduel en Ca.

Selon différents auteurs, les teneurs moyennes en cuivre des basaltes seraient les suivantes:

Cu ppm	100 ppm	VINOGRADOV (1962)
	88 ppm	WEDEPOHL (1962)
	87 ppm	TUREKIAN, WEDEPOHL (1961)
119 - 123 ppm	(mode 100 ppm)	PRINZ (1967)

Les tholéiites apparaissent nettement enrichies en cuivre par rapport aux basaltes alcalins, ainsi ENGEL et al. (1965) citent les moyennes suivantes:

tholéiites océaniques	Cu = 77 ppm
basaltes alcalins	Cu = 36 ppm

L'histogramme de fréquence des teneurs en Cu des roches des sills (fig. 89a) montre que les teneurs en Cu sont assez faibles. Aucun mode marqué n'apparaît mais les faibles teneurs sont les plus fréquentes, puisque 80% des valeurs sont inférieures à 50 ppm. Les basaltes tholéiitiques des sills du Versoyen apparaissent très appauvris en Cu par rapport aux valeurs des basaltes tholéiitiques mondiaux. Il faut donc supposer que la distribution du Cu a été perturbée par des phénomènes d'altération postérieurs à la mise en place du magma.

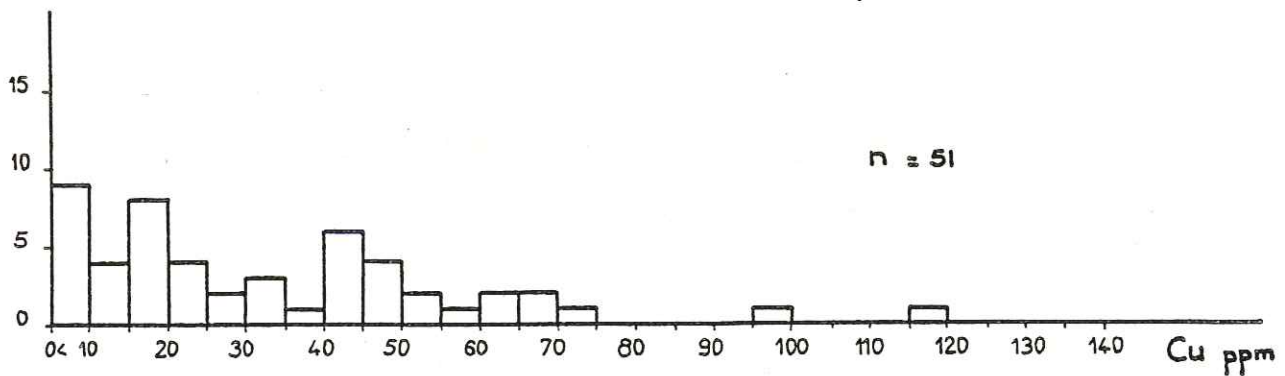


Fig. 89a. — Histogramme de fréquence des teneurs en Cu des dolérites

Par ailleurs, le report des teneurs en Cu en fonction de FeO^*/MgO ne donne pas une tendance interprétable en termes de processus pétro-génétiques magmatiques, comme c'est le cas pour Ni, Cr, Co et V. La distribution est au contraire quasiment aléatoire. Ainsi, pour le groupe des roches moyennes ($FeO^*/MgO = 0,8 - 1,8$), les teneurs en Cu s'étalent depuis 70 ppm (teneur acceptable pour des basaltes tholéitiques) jusqu'à des teneurs inférieures à 10 ppm, seuil de détection.

Le rôle de la spilitisation et du métamorphisme doit donc être pris, à ce niveau, en considération.

- Altération par l'eau de mer et spilitisation. Processus post magmatiques précoces.

NICHOLLS et ISLAM (1971) fournissent quelques analyses de basaltes océaniques frais ou peu altérés par l'eau de mer. Ainsi, pour une paire d'échantillons provenant du même point dans l'Océan Indien, les teneurs en Cu suivantes ont été trouvées:

	basalte frais	basalte avec début d'altération
Cu ppm	100	63

Or l'altération du deuxième échantillon est très faible puisque les analyses d'éléments majeurs ne montrent particulièrement pas de différence entre les deux analyses. De plus, NICHOLLS et ISLAM concluent que les variations des teneurs en Cu de ces échantillons sont bien dûes à un départ vers l'eau de mer et non à une variation aléatoire due à l'échantillonnage.

Les expériences de HAJASH (1975) confirment la grande mobilité du cuivre. Cet auteur a pratiqué un hydrothermalisme expérimental sur des basaltes océaniques tholéitiques. La température d'expérimentation variait entre 200 et 500°C. Le fluide était de l'eau de mer. Les concentrations en Cu suivantes furent trouvées dans le matériel résiduel après des périodes d'essai de 14 jours:

T °C	Cu ppm
	82 basalte initial
200	75
300	43
400	23
500	20

Dans le même temps, l'eau de mer ayant joué le rôle de fluide hydrothermal vit sa teneur en Cu passer de 0,05 ppm avant expérience à 0,35 ppm après expérience. En fait, la plus grande partie du Cu ne reste pas en solution, mais donne des produits d'altération qui précipitent comme la chalcoppyrite. HAJASH note, que de tous les éléments dont les migrations ont été étudiées lors de son expérience (Na, K, Ca, Mg, Fe, Mn, Al, Cu) (cf. p.) le cuivre est celui qui montre les variations de teneurs les plus marquées. A toutes les températures, Cu migre de la roche vers l'eau de mer ou le sédiment encaissant, c'est le cas dans le Versoyen, voir plus bas). Il faut remarquer que l'expérience de HAJASH n'a duré que 14 jours. Toutefois, la cinétique des réactions d'échange a été certainement accélérée par le fait que le basalte utilisé pour l'expérience avait été broyé en une poudre de granulométrie inférieure à 125 μm . Dans le cas des sills, la circulation des fluides a pu être facilitée par l'existence de fentes de retrait dans les parties externes, déjà consolidées, des sills épais. D'autre part, la période pendant laquelle le basalte est resté chaud a été beaucoup plus importante pour les sills que pour le basalte de l'expérience. Rappelons que le calcul à partir des équations de JAEGER a montré qu'il fallait déjà une période de 35 ans pour que toute la masse d'un sill de 50 m de puissance passe en-dessous de la température du liquidus basaltique.

En définitive, il apparaît que les phénomènes d'altération hydrothermales tardi et post magmatiques, responsables par ailleurs de la spilitisation des roches basiques de la zone du Versoyen, sont à l'origine de l'appauvrissement en Cu des roches des sills et du départ de celui-ci vers les sédiments encaissants. On constate, en effet, que les métapélites proches des sills épais montrent fréquemment des teneurs élevées en Cu (ex: l'échantillon Hf 15 prélevé sous les sills de 40 - 50 m des Aiguilles de l'Hermitte contient 246 ppm de Cu).

- Métamorphisme régional.

Le métamorphisme ayant affecté les roches des sills est de faciès Schistes Verts, à glaucophane puis schiste vert s.l. Les conditions thermodynamiques de ce métamorphisme sont sensiblement analogues à celles de la spilitisation, sauf en ce qui concerne la présence de fluide (eau). En effet, la spilitisation est un phénomène dans lequel l'eau joue un rôle essentiel et permet la migration des éléments (Na, Ca ...) alors que le métamorphisme est à l'inverse un processus de déshydratation générale, le plus souvent isochimique. Or nous avons vu que la distribution du Cu dans les métadolérites était affectée principalement par le phénomène hydrothermal (spilitisation). Le rôle du métamorphisme semble donc tout-à-fait secondaire vis-à-vis de cette distribution.

6 - CONTAMINATION, METASOMATOSE

a - Contamination des roches vertes par le matériel sédimentaire.

A la base de la série volcanique du Versoyen, l'intrusion des sills entre les séries carbonatées et pélitiques a remanié le sommet des séries de calcschistes et ainsi de fréquentes enclaves calcaires se rencontrent-elles dans ces roches vertes. Une certaine assimilation de carbonates s'est développée produisant localement des roches vertes au chimisme particulier (an. Hg 33, Ie 25). L'enrichissement en carbonate de calcium se traduit par des teneurs en CaO (23 - 30%) et CO₂ (17%) particulièrement élevés. L'augmentation en Sr (470 - 530 ppm) est à mettre en relation avec les fortes teneurs de CaO.

Par contre, les teneurs des différents autres éléments baissent (SiO₂ = 34%) mais leurs rapports restent constants (effet de dilu-

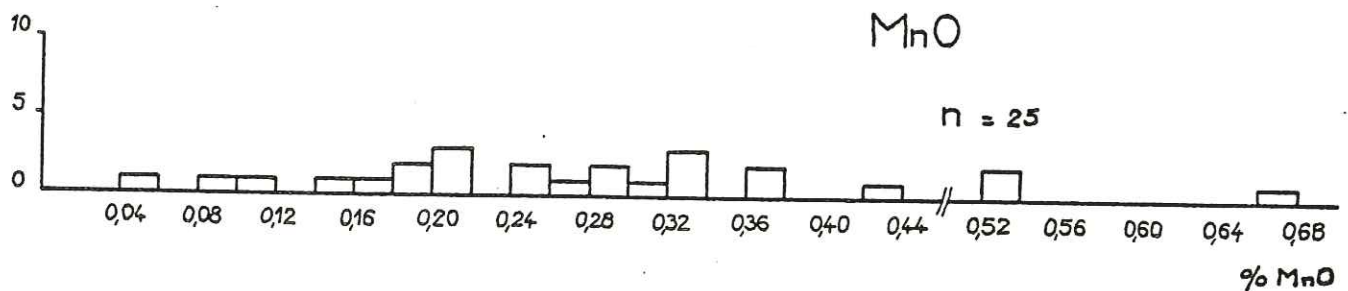
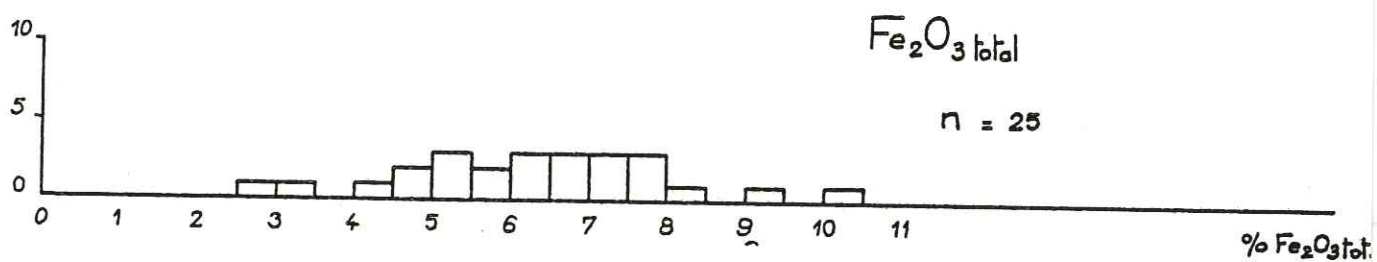
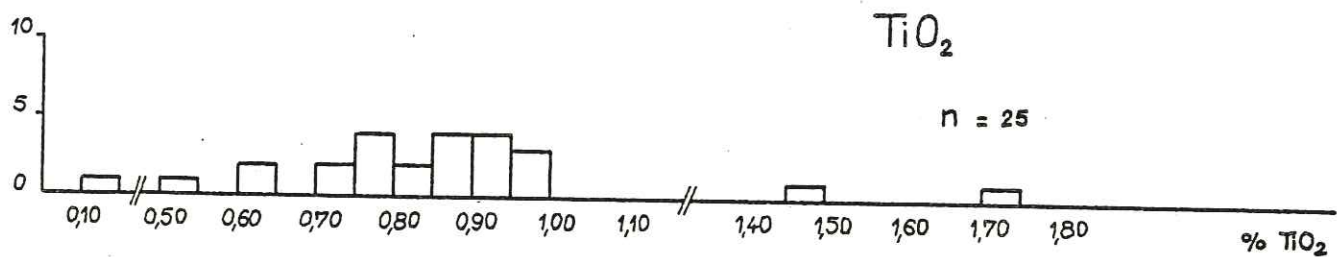
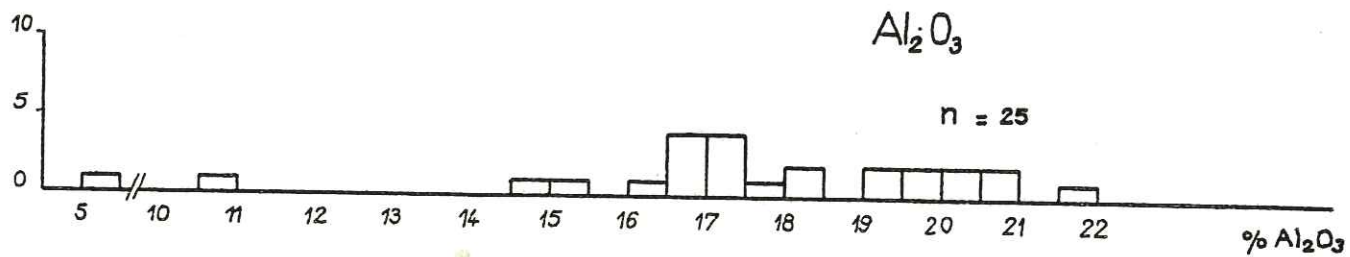
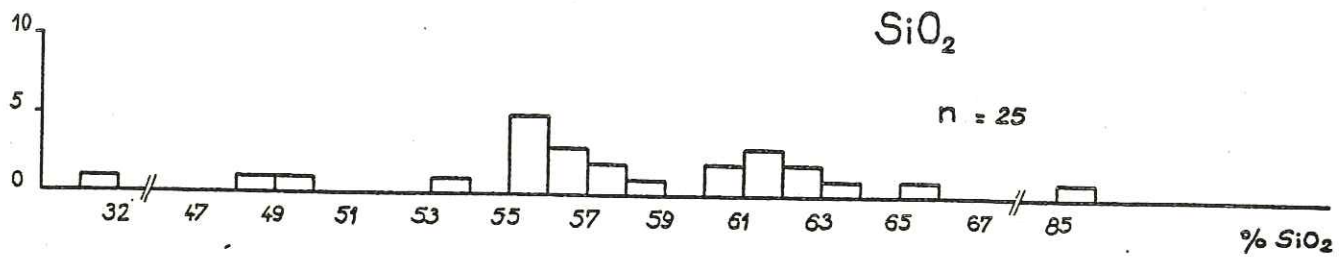


Fig. 89b — Histogrammes des fréquences des éléments majeurs dans les métapelites

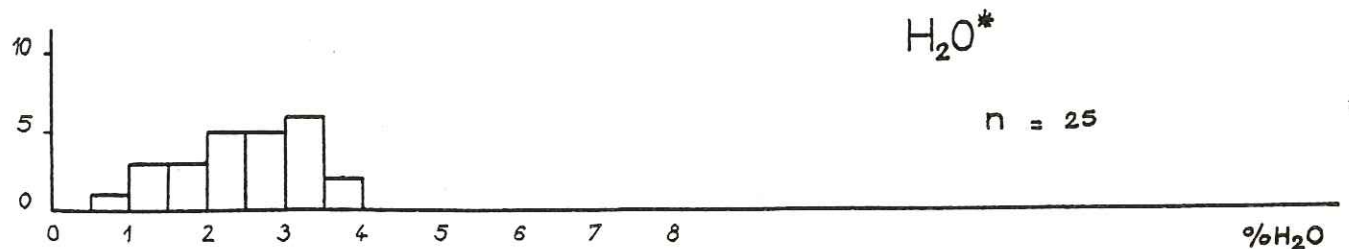
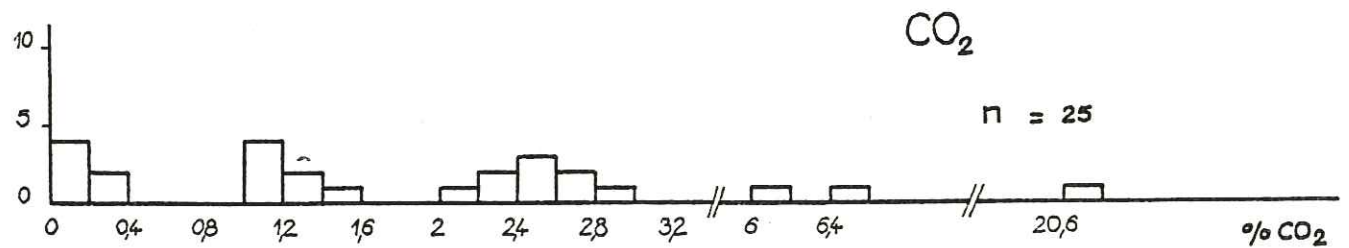
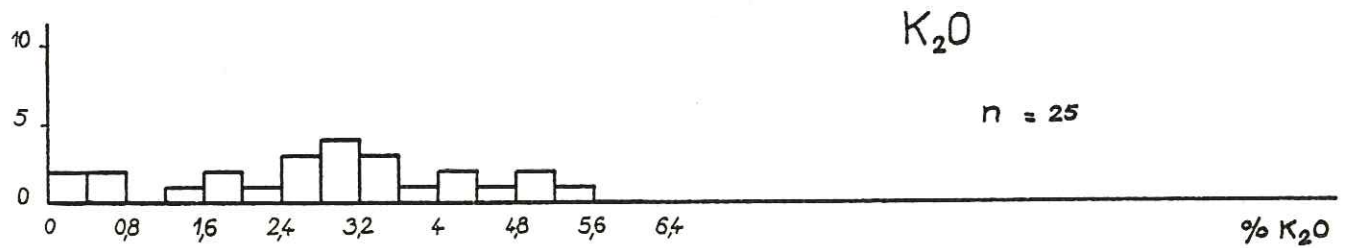
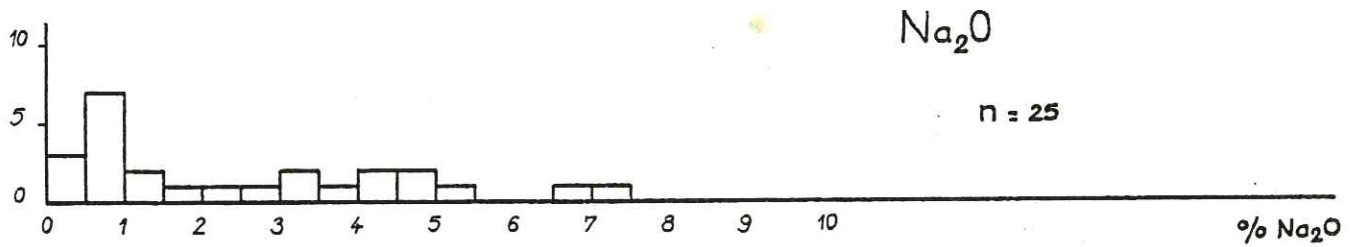
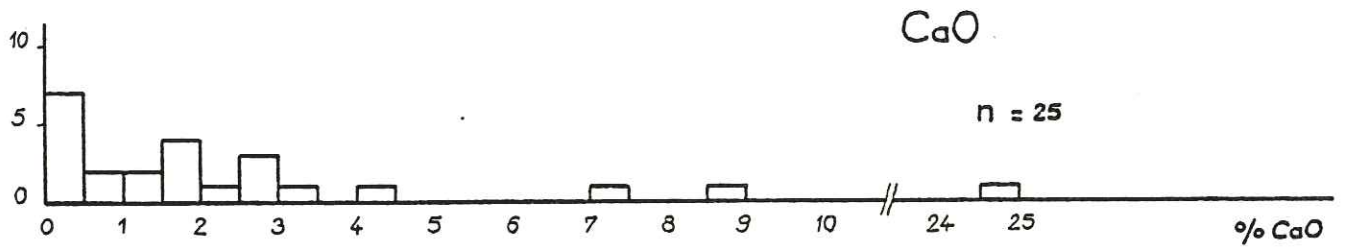
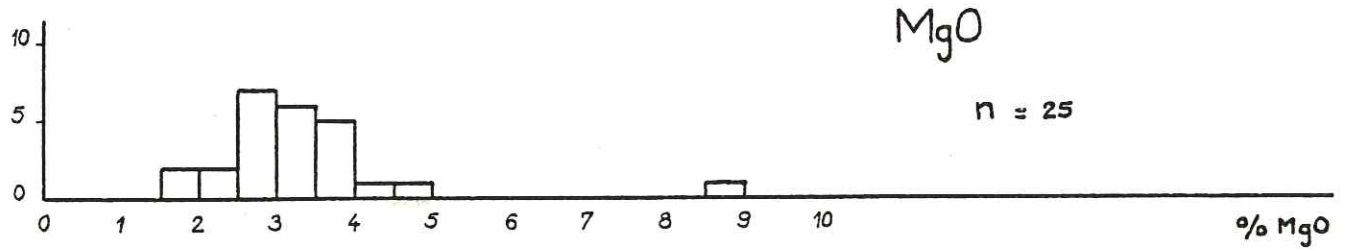


Fig. 89b — Suite

tion par CaCO_3). Ainsi, les faibles teneurs en K_2O , Rb des roches basiques se retrouvent-elles dans ces roches contaminées de même que leurs teneurs en Co, Cr, Ni assez fortes.

b - Contamination des roches vertes par les écailles de matériel acide.

Les roches vertes prélevées au contact de l'écaille leptynitique de Pointe Rousse (an. Jf 37, Jf 33, Jf 44) présentent toutes quelques anomalies géochimiques. Ainsi, les teneurs en alcalins K_2O (1 à 2,5%), Rb (20 - 60 ppm), Ba (jusqu'à 300 ppm) sont-elles très élevées par rapport aux teneurs moyennes des dolérites (fig. 58).

Ces anomalies s'expliquent aisément par la proximité des roches acides de Pointe Rousse particulièrement riches en éléments alcalins (voir analyses en annexe). Cette contamination est extrêmement localisée et implique que les roches vertes se sont mises en place sur les leptynites, alors que celles-ci étaient déjà en horst. La migration des alcalins de la leptynite vers la roche verte a pu se produire immédiatement lors de la mise en place, lors de la spilitisation ou lors du métamorphisme.

c - Contamination des pélites lors de l'épisode volcanique

Le chimisme global des schistes noirs du Versoyen est assez typique de celui des pélites (voir diagramme de HOSCHEK p. 59). Toutefois, les teneurs élevées de certains éléments métalliques peuvent laisser supposer l'existence d'une contamination par des produits volcaniques basiques. En effet, les teneurs en Cr (mode de Cr = 135 ppm, fig. 89b) sont élevées pour des pélites puisque GOLDBERG et ARRHENIUS (1958) admettent qu'une teneur en Cr supérieure à 100 ppm constitue un bon critère d'une telle contamination. Ce fait n'est pas confirmé dans les pélites du Versoyen par des teneurs élevées en Ti et V. De plus, la distribution quasi gaussienne du Cr permet de penser que les hautes teneurs en Cr sont primaires (teneurs homogènes) et ne résultent pas d'apports basiques en quantités variables.

Les pélites ne semblent donc pas contaminées par les roches basiques et ceci est en accord avec la mise en place en sills de ces dernières.

d - Métasomatisme - Les adinoles.

Dans le chapitre pétrographie, il a été question de roches particulières, peu abondantes, localisées à la bordure des sills, au contact avec l'encaissement pélitique: les adinoles. Ces faciès pétrographiques se révèlent riches en albite, épidote, quartz.

Chimiquement (an. Hg 6, Hg 7, Hg 9, Hg 24, Ib 10; voir annexe), il s'agit de roches siliceuses ($\text{SiO}_2 = 60 - 65\%$) et alumineuses ($\text{Al}_2\text{O}_3 = 19 - 20\%$). Ces caractères en font des équivalents chimiques des pélites, de même que leurs faibles teneurs en MgO (inférieures à 3%), en Ni (70 - 80 ppm), en Co (10 - 15 ppm), en Cr (130 - 140 ppm) et en V (180 - 200 ppm). Il pourrait donc s'agir de pélites transformées par thermométamorphisme au contact des sills, lors de l'intrusion.

Toutefois, certaines caractéristiques géochimiques permettent d'écarter totalement cette hypothèse. Ainsi, les teneurs en Na_2O de ces adinoles sont-elles supérieures à 3% et peuvent atteindre 9% contre 0,75% dans les pélites. Les concentrations en Li sont également assez fortes: 10 - 70 ppm tandis que K_2O est très peu abondant ($\text{K}_2\text{O} = 0 - 0,16\%$), ainsi que Rb (teneurs < 10 ppm), Ba (teneurs < 30 ppm) alors que CaO présente des teneurs dispersées ($\text{CaO} = 0 - 8,5\%$) de même que Sr (Sr = 40 - 450 ppm). Les affinités de ces adinoles avec les métadolérites spilitiques sont donc très grandes et nous conduisent à relier l'apparition de ces

faciès à la spilitisation c'est-à-dire à l'action des solutions hydrothermales sur les dolérites en cours de refroidissement.

En s'échappant de la masse basique, ces solutions tombent dans un domaine de conditions physico chimiques différentes de celles régnant dans les sills. En particulier la température s'abaisse rapidement lorsqu'on s'éloigne de la bordure du sill et la composition des solutions circulant dans les pélites est radicalement différente de celle des solutions sortant des dolérites.

L'interaction de ces solutions provoque la cristallisation de roches essentiellement formées d'albite, d'épidote et de quartz, à partir des éléments prélevés dans les dolérites (Ca principalement et Si, Sr) et de ceux existant dans la solution baignant les pélites (Na, Li). Ce phénomène se développe en bordure des sills par imprégnation de plus en plus poussée des schistes pouvant conduire à de véritables roches métasomatiques: les adinoles.

e - Les sources hydrothermales : action métasomatique.

Lors de l'étude pétrographique (p.67) un affleurement de faible extension (30 m²) de laves en coussins assez inhabituelles a été décrit dans la série de coulées en coussins de Tormotta. Chaque coussin est constitué, au coeur, d'une roche leucocrate, albitique, passant en bordure à une enveloppe très riche en glaucophane. Chimiquement (an. Ie 27, cortex, Ie 28 coeur du coussin), ces roches se distinguent des autres laves par leur teneur élevée en SiO₂ (66 - 68%) et en Na₂O (6 - 7%). Il faut remarquer que le cortex est plus acide et plus sodique que le coeur contrairement aux coussins habituels dans lesquels le coeur est albitique et le cortex chloriteux. Les teneurs en Fe₂O₃ (4,5 - 5,0%), en Mg O (3%) et surtout en CaO (0,8 - 0,9%) sont faibles. Les éléments en trace montrent une distribution intéressante. En effet, si la distribution de Ni, Cr, Co, V est sensiblement identique entre le cortex et le coeur des coussins, Ba est trois fois moins abondant sur la bordure qu'au coeur (51 ppm au lieu de 154 ppm) et surtout cette bordure est très enrichie en Li (79 ppm) par rapport au coeur (19 ppm).

L'ensemble de ces anomalies géochimiques est en partie comparables à celles que présentent les spilites et doivent donc résulter de l'action intense d'un processus hydrothermal. En effet, le système hydrothermal responsable de la spilitisation des dolérites implique l'existence d'une convection thermique qui entraîne les solutions chaudes vers la surface. Dans ce mouvement ascensionnel, les fluides se rassemblent en percolant à travers les séries surincombantes (coulées en coussins) avant de déboucher sur le fond marin donnant quelques sources hydrothermales. De telles sources chaudes en relation avec un système géothermique sont actuellement bien connues sur les rides océaniques (systèmes en extension): Mer Rouge (ROSS 1972), Islande (TOMASSON, KRISTMANNSDÓTTIR - 1972), Atlantique (Projet FAMOUS 1975).

Plusieurs autres conséquences de l'activité de telles sources s'observent sur l'affleurement de Tormotta:

- existence d'un fin chevelu filonien à albite, glaucophane parcourant les coussins et surtout circulant entre ceux-ci.
- présence dans l'encaissant sédimentaire avoisinant d'un réseau de filons à albite et oligiste ou à chlorite et de quelques encroûtements d'oxydes de manganèse (ANTOINE 1975, communication orale).

Ce système filonien représente le produit de la précipitation des solutions hydrothermales chargées en Fe et Mn dans les sédiments sur le fond marin après percolation au travers des séries de coussins et enrichissement de ceux-ci en Si, Na et Li. On peut penser que Fe et Mn ont été prélevés, par les solutions hydrothermales, dans des laves en coussins plutôt que dans les sills de dolérites pour les raisons exposées dans l'étude de la spilitisation (structure des roches). Les données de CORLISS (1971) sur l'

en grisé : métabasites

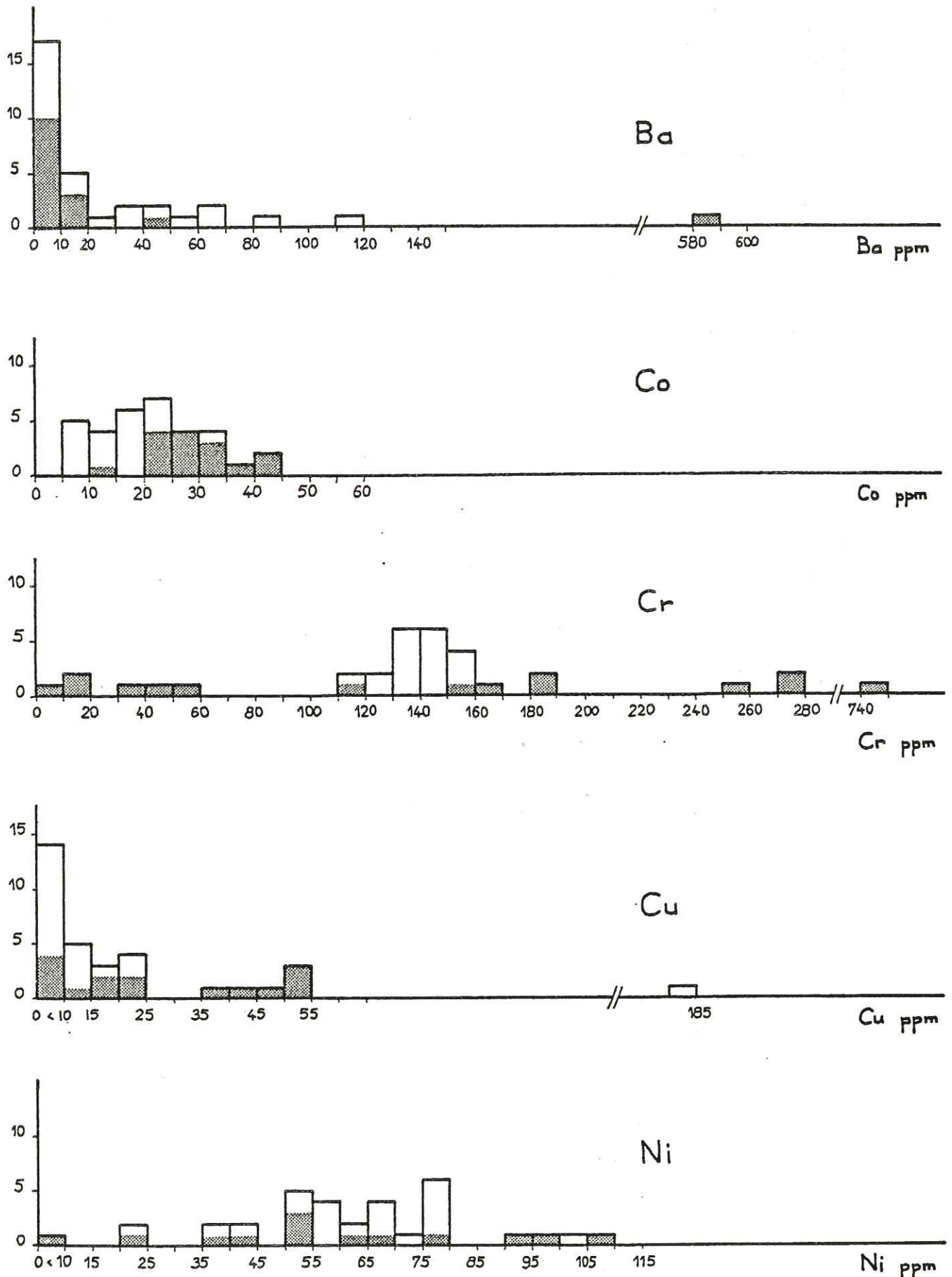


Fig. 90 — Histogrammes de fréquence des teneurs en éléments-trace dans les métabasites et les faciés de bordure du massif du Clapey

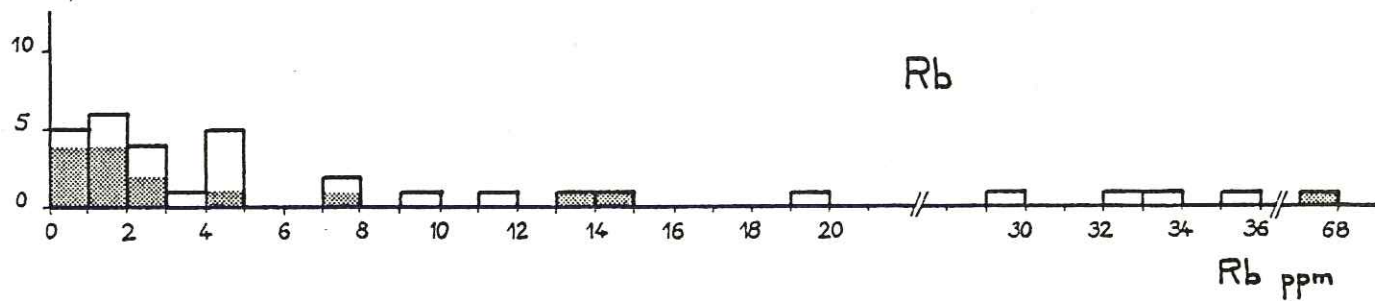
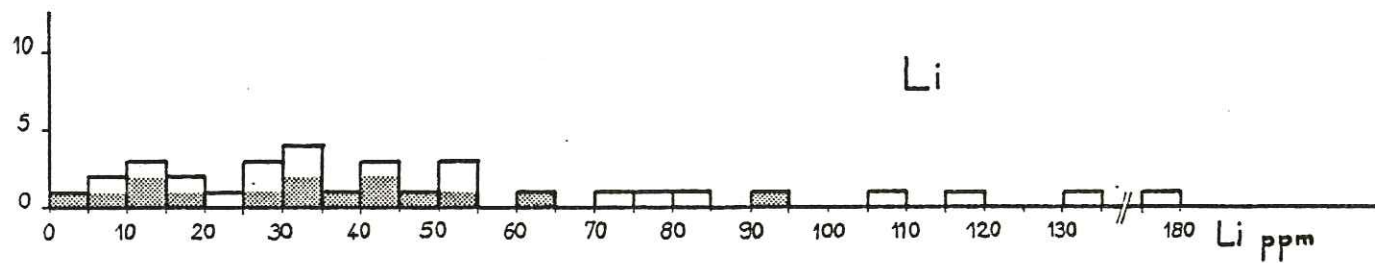
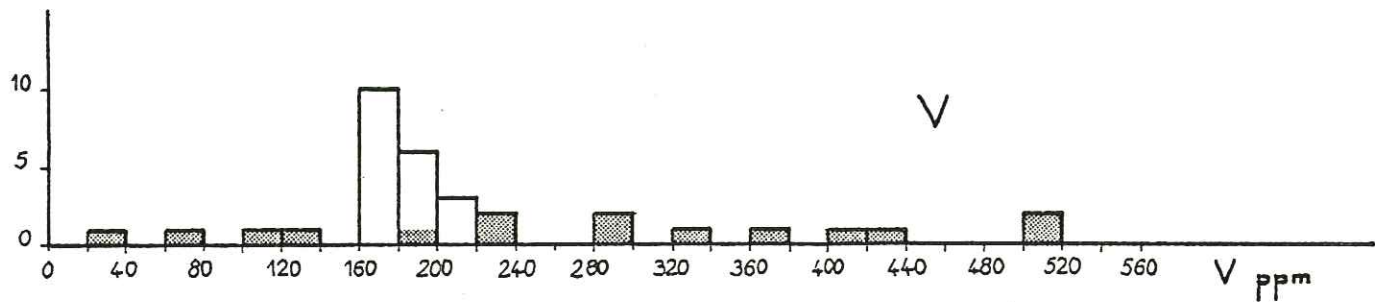
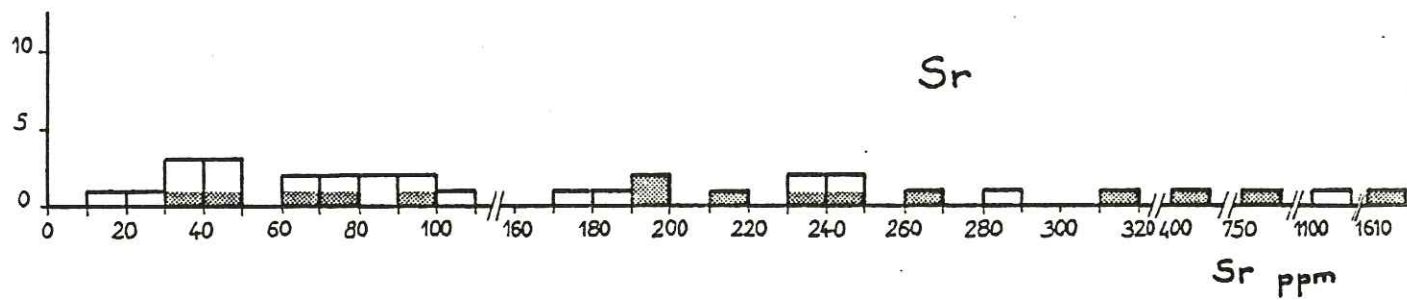


Fig. 90 — Suite

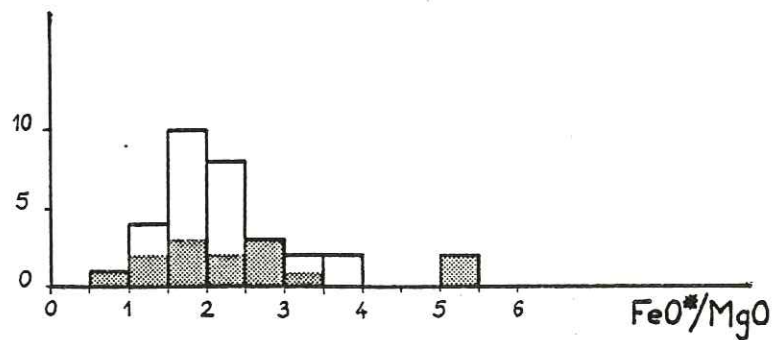


Fig. 91 — Histogramme de fréquence du rapport FeO*/MgO
roches du Clapey

appauvrissement en métaux lourds des laves en coussins par les solutions chaudes sont en accord avec cette hypothèse.

Ainsi l'existence des adinoles en bordure des sills et la démonstration de la présence de sources hydrothermales sur le fond du bassin marin, complètent le schéma d'ensemble du fonctionnement du système hydrothermal dont la conséquence majeure est la spilitisation des dolérites.

III - COMPORTEMENT DES ELEMENTS DANS LE MASSIF BASIQUE DU CLAPEY

1 - Rappel des données pétrographiques; distinction des faciès basiques centraux et des faciès de bordure.

L'étude pétrographique des roches du petit massif du Clapey a permis de montrer que celui-ci présente des caractères particuliers qui le distinguent du reste du volcanisme de la zone du Versoyen. On peut ainsi distinguer:

- des faciès acides de bordure, rubanés, à minéraux sodiques prédominants: jadéite, glaucophane, albite, ainsi que calcite, épidote, \pm paragonite, \pm tourmaline, \pm quartz.
- des faciès basiques centraux (les plus répandus) à glaucophane, stilpnomélane, chlorite, actinote, \pm grenat, \pm épidote, \pm pyroxène relique (dont omphacite ?).

L'existence de ces deux types de faciès est propre au massif du Clapey ainsi que le degré de métamorphisme particulièrement élevé dans ces roches (faciès HP, voir p.119).

D'un point de vue géochimique, les deux types de faciès distingués plus haut sont aisément distinguables par leurs teneurs en Na_2O . Ainsi, l'histogramme de fréquence des teneurs en Na_2O (fig.59) montre-t-il deux groupes, l'un avec un mode à $\text{Na}_2\text{O} = 4,25\%$ séparé par un hiatus important (1,5%) d'un second groupe présentant un mode à $\text{Na}_2\text{O} = 8,50\%$.

Le premier groupe ($\text{Na}_2\text{O} = 4,25\%$) correspond aux roches basiques (faciès centraux) tandis que le second s'identifie avec les faciès acides de bordure.

2 - Les faciès basiques centraux

a - Etude des éléments traceurs des processus magnétiques

L'étude des éléments Si, Al, Fe, Mg, Ti, Cr, Ni, Co, V a permis de montrer l'existence d'un processus de différenciation sous faible pression, dans les sills du Versoyen. Si la masse basique du Clapey appartient au même ensemble de roches, ce massif doit montrer une répartition des éléments ci-dessus tout-à-fait analogue à celle qu'ils ont dans les dolérites. De plus, les tendances dégagées en fonction de la différenciation (si elle existe au Clapey) doivent se confondre avec celles établies sur les dolérites des sills.

Afin que l'étude des faciès basiques du Clapey soit comparable à celle des dolérites, le même indice de fractionnement a été utilisé: FeO^*/MgO . Dans ces roches basiques, cet indice se distribue entre 0,9 et 5,2 sans qu'un mode net n'apparaisse sur l'histogramme de fréquence de ce rapport (fig. 91). Cette distribution est sensiblement analogue à celle des dolérites sans que l'on atteigne, malgré tout, les rapports très bas ($\text{FeO}^*/\text{MgO} = 0,5$) des faciès cumulatifs précoces de celles-ci. Par contre des rapports aussi élevés que 5,2 laissent supposer l'existence de faciès différenciés.

* Le magnésium, le fer et le titane

D'une manière générale, les roches basiques du Clapey sont moins magnésiennes (fig. 59) que les dolérites des sills. Le diagramme MgO en fonction de FeO^*/MgO (fig. 92) montre une tendance tout-à-fait compa-

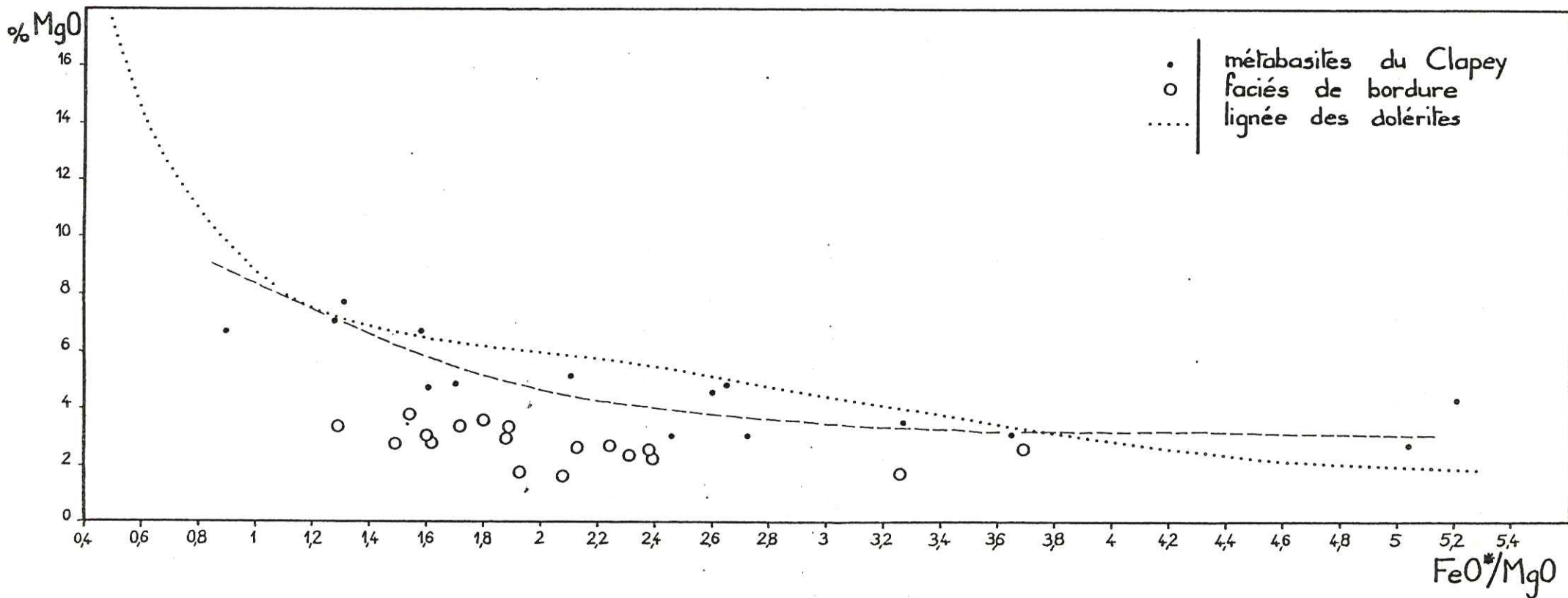


Fig. 92 — Distribution de MgO en fonction de FeO*/MgO

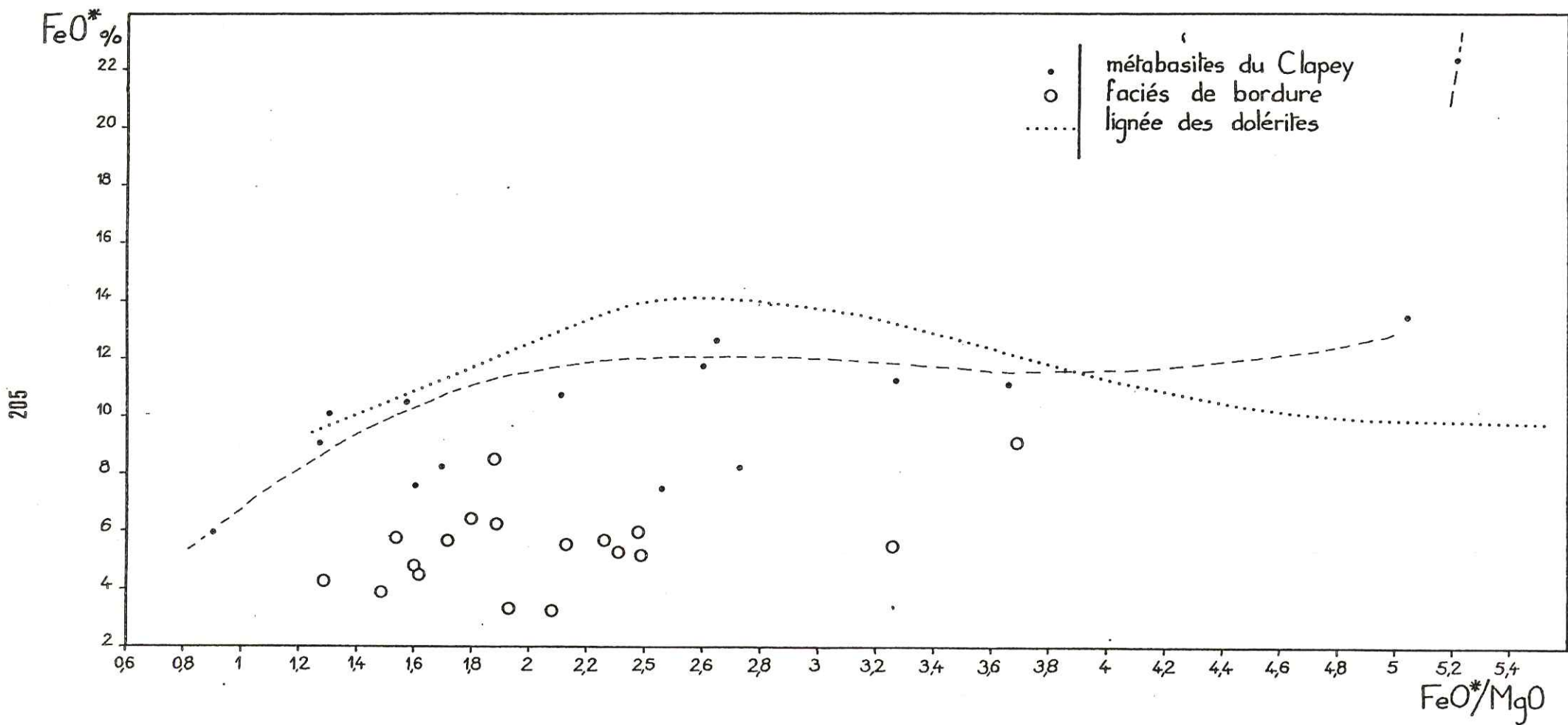


Fig 93 — Distribution de FeO^* en fonction de FeO^*/MgO

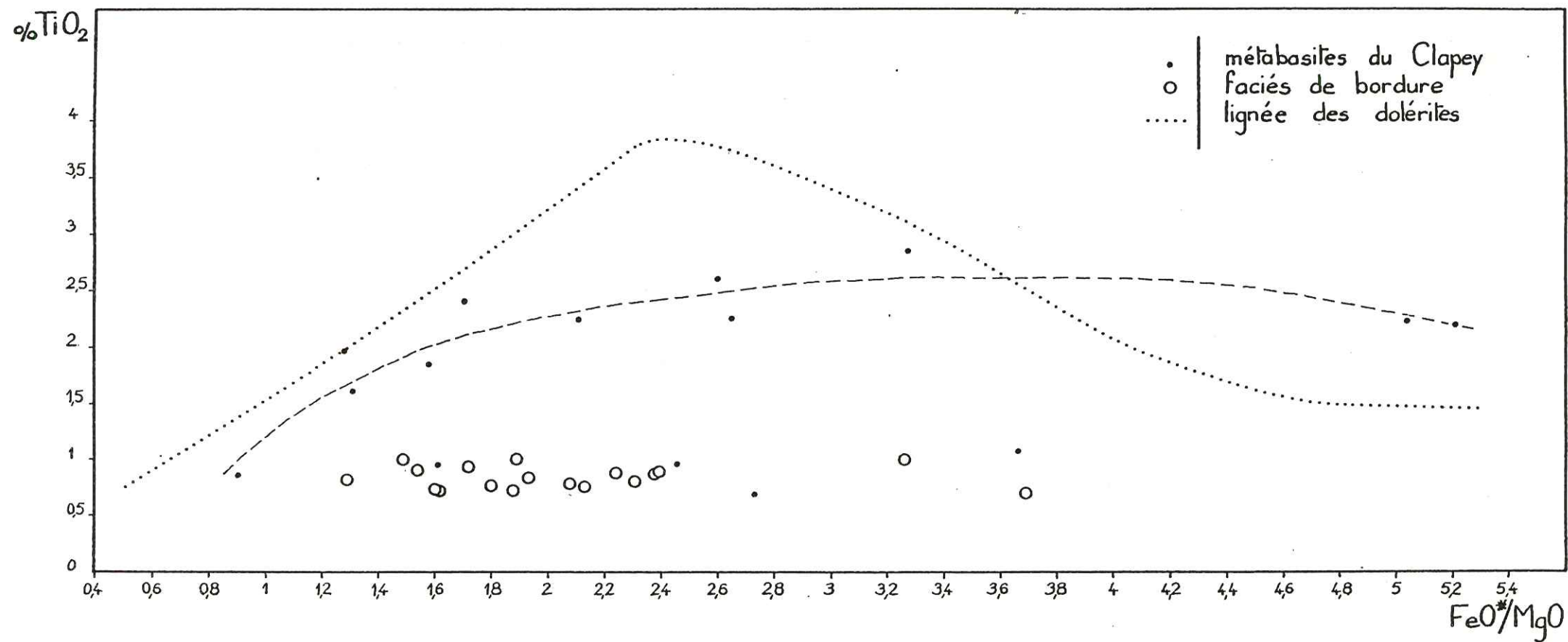


Fig.94 — Distribution de TiO₂ en fonction de FeO*/MgO

rable dans ses grandes lignes, à celle des dolérites, mais plusieurs facteurs ne permettent pas d'assimiler la répartition de MgO dans les roches basiques du Clapey à celle de cet élément dans les dolérites:

- les très fortes valeurs de MgO pour FeO^*/MgO faible (0,5) ne sont pas représentées au Clapey. Cette absence de termes cumulatifs précoces peut, éventuellement provenir d'un défaut d'échantillonnage.
- le groupe très fourni des faciès doléritiques moyens ($FeO^*/MgO = 0,8 - 1,8$) est mal représenté au Clapey, de plus les faciès les plus courants ont des rapports FeO^*/MgO (1,2 - 2,8) plus élevés que dans les dolérites.
- enfin la dispersion des teneurs en MgO à FeO^*/MgO constant est importante, donnant une lignée générale moins claire que celle des dolérites.

Ceci est surtout sensible au niveau des termes différenciés ($FeO^*/MgO > 2$). Des fluctuations des teneurs en Mg et Fe dûes au métamorphisme, plus intenses dans les roches du Clapey que dans les dolérites, peuvent être envisagées pour expliquer cette dispersion.

La distribution des teneurs en FeO^* en fonction de FeO^*/MgO (fig. 93) montre une faible augmentation de FeO^* avec le fractionnement, bien que la dispersion des points ne permette pas de mettre en évidence un maximum pour un certain rapport FeO^*/MgO ainsi qu'il en existe un pour les dolérites. Au contraire, vers les rapports FeO^*/MgO élevés (5,2), un enrichissement en FeO^* intervient brutalement ($FeO^* = 22\%$). Aucun échantillon présentant un rapport $FeO^*/MgO > 5,2$ ne figurant parmi les analyses, il n'est pas possible de dire si cette tendance existe réellement (et est suivie éventuellement d'une décroissance) ou s'il s'agit d'un artefact dû à un enrichissement local en Fe, d'origine non magmatique. En fait, la position très excentrée d'un point unique semble plus attribuable à une anomalie locale qu'à une tendance significative.

Remarquons enfin que la lignée bien définie pour les dolérites ne constitue pas la meilleure courbe de régression pour la distribution de FeO^* en fonction de FeO^*/MgO dans les metabasites du Clapey.

Ceci peut s'interpréter de deux façons:

- soit, la lignée définie sur les dolérites s'identifiait avec celle des roches basiques du Clapey puis une perte de Fe au Clapey (lors du métamorphisme) a provoqué une dispersion des teneurs, un abaissement général de la lignée (avec diminution de FeO^*/MgO). Cette perte peut être mise en relation avec des accumulations locales en Fe, telle celle dont il est question plus haut.
- soit la lignée de distribution de FeO^* avec le fractionnement était différente (FeO^* plus faible) au Clapey de celle des dolérites, le métamorphisme intense au Clapey dispersant les teneurs en Fe avec pertes ou accumulations locales.

La distribution des teneurs en TiO_2 dans les dolérites montrait de manière caractéristique un pic pour $FeO^*/MgO \approx 2,4$. TiO_2 atteignait alors environ 4% avant de redescendre à 1,5% pour des rapports FeO^*/MgO plus élevés. Le comportement de TiO_2 dans les roches basiques du Clapey (fig. 94) est différent de celui décrit dans les dolérites. Bien que les teneurs augmentent avec le fractionnement, la pente de cette tendance est faible puisque les teneurs passent de 1,5% à 2,7% de TiO_2 seulement pour FeO^*/MgO allant de 1,2 à 3,3. Pour FeO^*/MgO supérieur, la concentration en TiO_2 ne manifeste aucune tendance à décroître ($TiO_2 = 2,3\%$ pour $FeO^*/MgO = 5 - 5,2$) et aussi les roches basiques du Clapey apparaissent plus riches en TiO_2 (mode de $TiO_2 = 2,3\%$, fig. 59) que les dolérites.

Seul l'échantillon dont $FeO^*/MgO = 0,9$ est appauvri en TiO_2 (0,9%) et se rapproche ainsi des cumulats de dolérites ($TiO_2 = 0,7 - 1\%$). Il faut noter également que certains échantillons de roches basiques du Clapey sortent totalement de la tendance générale, c'est un fait qui a déjà été remarqué pour FeO^* .

Ainsi la distribution des teneurs en TiO_2 dans les roches basiques de Clapey montre une tendance générale analogue à celle de FeO^* mais

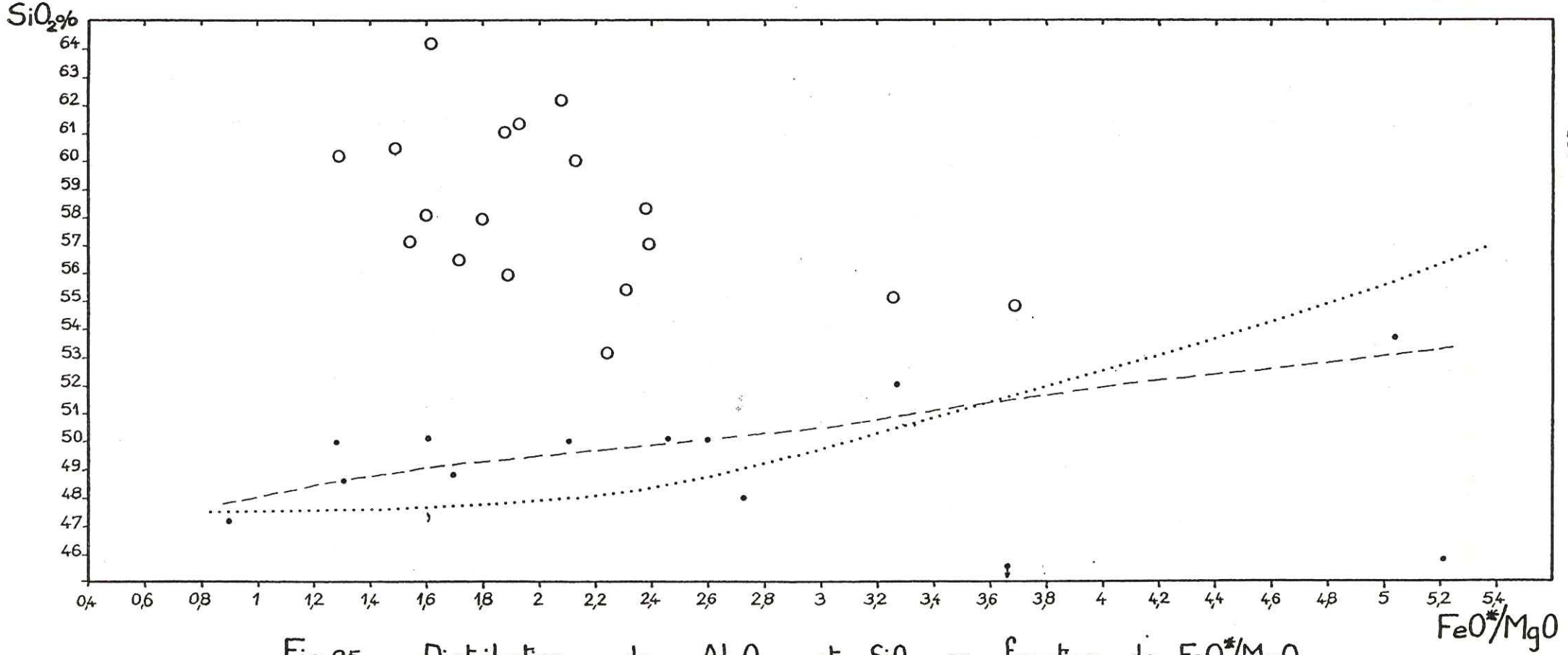
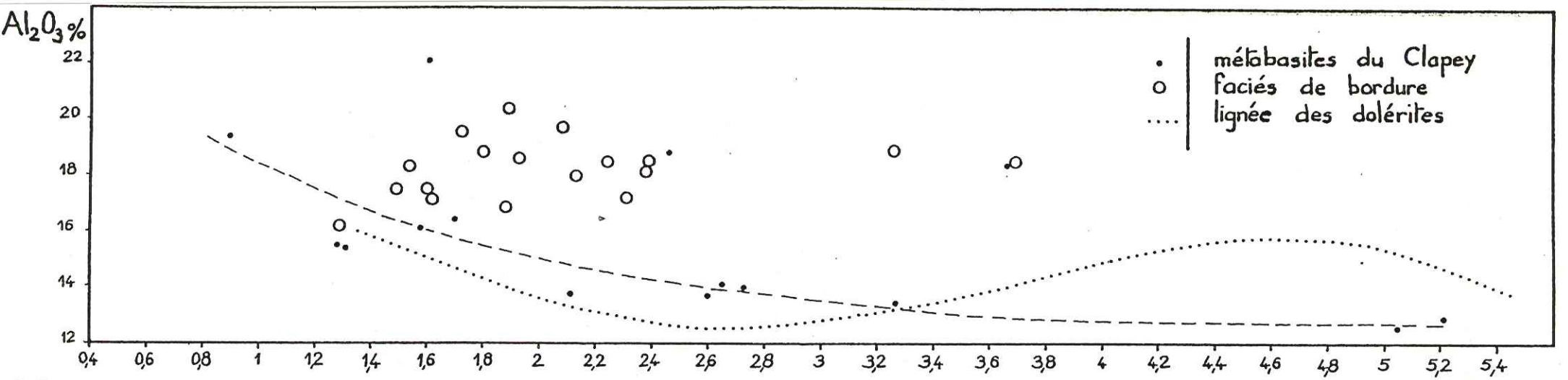


Fig.95 — Distribution de Al_2O_3 et SiO_2 en fonction de FeO^*/MgO

plus accentuée:

- lignée évolutive différente de celle des dolérites: teneur en TiO_2 plus élevée que dans le groupe moyen des dolérites, pas d'épisode d'enrichissement marqué,
- dispersion importante des teneurs.

En définitive, les distributions de MgO , FeO^* et TiO_2 dans les roches basiques du Clapey ne permettent pas d'établir clairement un modèle de différenciation par cristallisation fractionnée comme dans les dolérites. Malgré l'étalement du rapport FeO^*/MgO (0,9 - 5,2), la variation des teneurs en MgO , FeO^* et TiO_2 est peu importante, bien que la puissance du massif du Clapey, bien supérieure à celle des sills les plus épais, laissent supposer la possibilité d'un fractionnement.

* L'aluminium

Les teneurs en Al_2O_3 des roches basiques du Clapey sont du même ordre que celles des dolérites (fig. 58.59) et le report de ces teneurs, en fonction de l'indice FeO^*/MgO (fig. 95) montre une diminution constante de Al_2O_3 lorsque ce rapport augmente, Al_2O_3 passant de 19,5% pour $FeO^*/MgO = 0,9$ à $Al_2O_3 = 12,5%$ pour un rapport de 5,2. Cette tendance est affectée d'une grande dispersion comme toutes les lignées étudiées précédemment. Malgré tout, si cette tendance peut être interprétée dans ses grandes lignes comme celle définie sur les dolérites, c'est-à-dire une variation de la proportion volumétrique de plagioclase, la lignée du Clapey se distingue de celle des dolérites, La décroissance en Al_2O_3 lorsque FeO^*/MgO augmente est liée dans les dolérites à un épisode de cristallisation d'oxydes et, cet épisode terminé, les teneurs en Al_2O_3 remontent jusqu'à 16%; par contre au Clapey, les teneurs en Al_2O_3 continuent à décroître lorsque FeO^*/MgO augmente.

* La silice

L'histogramme de fréquence des teneurs en SiO_2 des metabasites du Clapey (fig. 59) montre que ces roches sont un peu plus siliceuses que les dolérites (mode en SiO_2 à 48,5% au lieu de 47,5%). L'étalement est moins important (45 - 54% en excluant un échantillon à $SiO_2 = 36,24%$ très enrichi en $CaO = 20%$ et probablement contaminé par des carbonates.)

En fonction de FeO^*/MgO (fig. 95), SiO_2 a une distribution un peu analogue à celle qu'il présente dans les dolérites. Dans celles-ci, les teneurs en SiO_2 restent constantes jusqu'à ce que FeO^*/MgO atteigne 2,4 puis, au-delà SiO_2 augmente jusqu'à atteindre 58%. Donc SiO_2 croît seulement après le stade de cristallisation des oxydes de Fe et Ti. Dans les metabasites du Clapey, on observe effectivement des teneurs en SiO_2 constantes ($SiO_2 \approx 49%$) jusqu'à $FeO^*/MgO = 2,8$, mais la dispersion des points est ensuite telle qu'il est impossible de définir clairement une tendance quelconque.

* Les éléments de transition en traces

L'étude des éléments de transition Cr, Ni, Co, V s'est révélée particulièrement fructueuse pour comprendre l'évolution du magma dans les sills. Il est donc apparu intéressant de voir si elle donnait les mêmes résultats pour les roches basiques du Clapey.

- Cr.

La distribution du Cr dans les metabasites du Clapey est extrêmement étalée: 0 - 750 ppm (fig. 90) et s'apparente ainsi à celle du Cr dans les dolérites.

La répartition du Cr en fonction de FeO^*/MgO (fig. 96) est, par ailleurs tout-à-fait conforme à celle qu'elle présente dans les dolérites: décroissance rapide des teneurs lorsque l'indice de fractionnement augmente. La courbe tracée pour les dolérites (fig. 96) est ainsi superposable à celle obtenue avec les metabasites du Clapey. Toutefois, si pour les

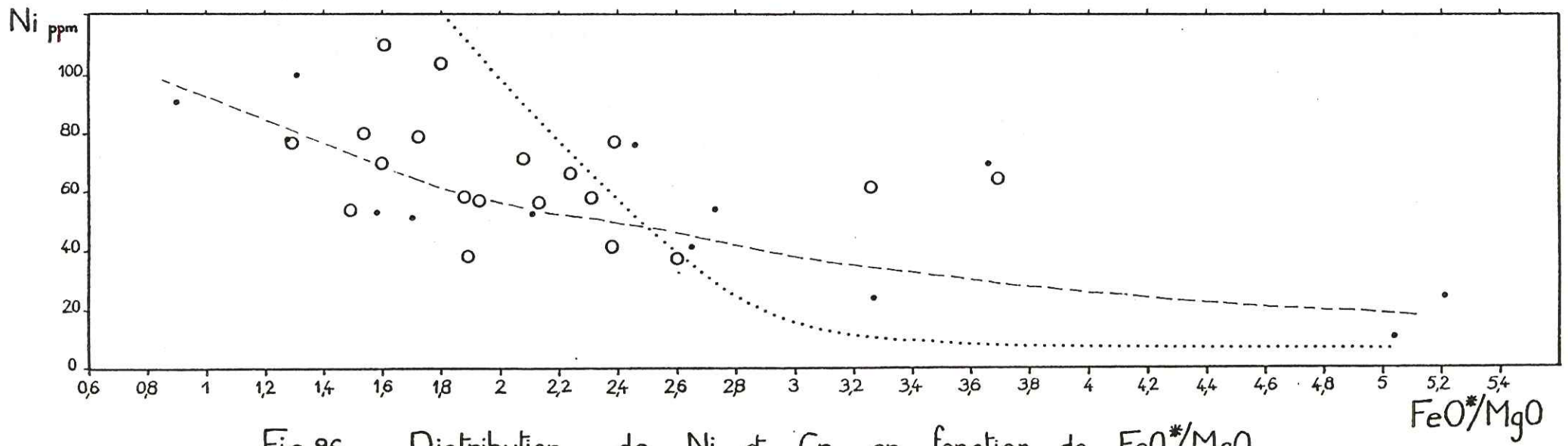
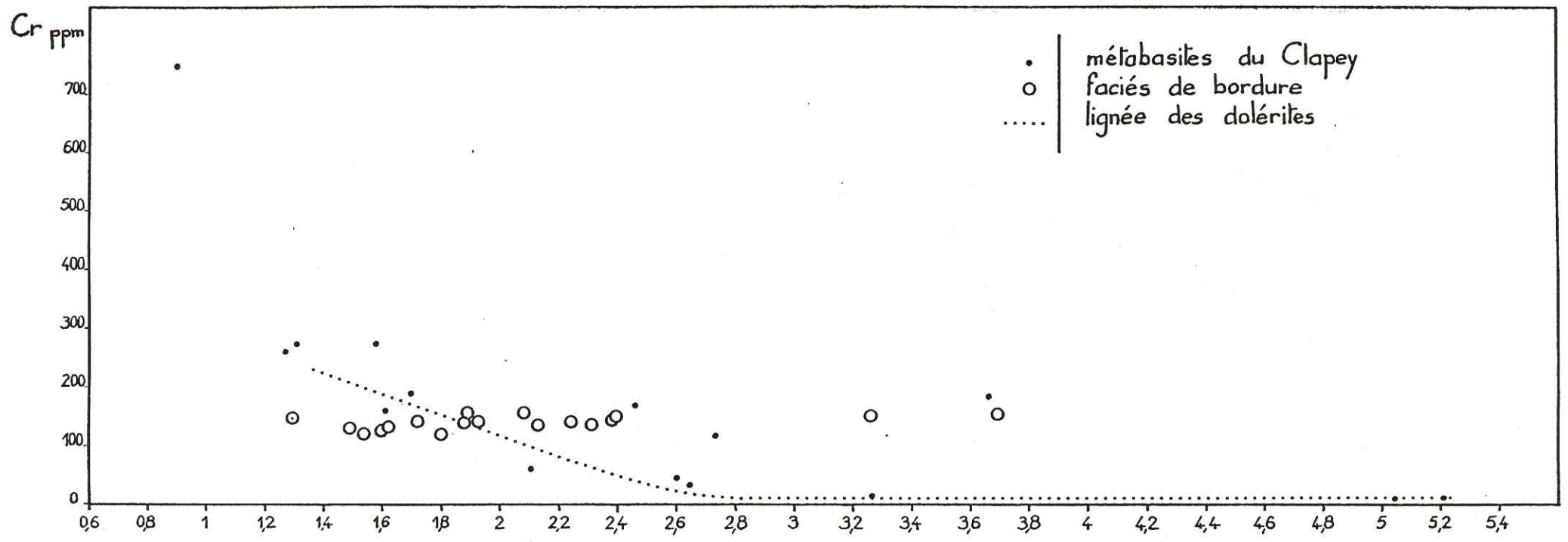


Fig.96 — Distribution de Ni et Cr en fonction de FeO*/MgO

dolérites, l'interprétation de cette courbe pouvait s'appuyer sur une minéralogie relique, ce n'est pas le cas pour les roches du Clapey où le métamorphisme n'a laissé subsister que de très rares reliques magmatiques. De ce fait, la tendance lisible sur la fig. 96 ne peut être interprétée que par analogie avec celle des dolérites (fig. 67)

La cristallisation du pyroxène étant le facteur principal contrôlant la distribution du Cr, il semble bien que, lors de la solidification de la masse basique du Clapey, les premiers pyroxènes aient drainé la plus grande partie du Cr, puis le rapport FeO^*/MgO des pyroxènes augmentant avec la différenciation, la teneur en Cr de ces minéraux a régulièrement diminué pour donner enfin des roches à $Cr \approx 10$ ppm pour $FeO^*/MgO = 5,2$.

Les teneurs initiales en Cr pour $FeO^*/MgO = 1,2 - 1,6$ sont normales pour des basaltes ($Cr \approx 200$ ppm), toutefois un échantillon à FeO^*/MgO faible (0,9) est anormalement riche en Cr (750 ppm). Nous retrouvons là des teneurs de cumulat pyroxénique tel, dans les dolérites, l'échantillon A de la fig. 67 . L'origine cumulative à pyroxène de cet échantillon paraît confirmée par sa structure grossièrement grenue à plages évoquant des pyroxènes, par l'abondance (30% vol.) d'une hornblende résultant probablement de la pseudomorphose du pyroxène et par l'existence de quelques rares reliques pyroxéniques. Notons que ce cumulat a dû se développer aux dépens de pyroxènes déjà évolués, puisque les teneurs en MgO de la roche sont normales ($MgO = 6,7\%$) en comparaison de celle des cumulats précoces des dolérites ($MgO = 14 - 19\%$) Ce fait distingue l'évolution du Cr dans les metabasites du Clapey de celle du Cr dans les dolérites.

- Ni.

Les teneurs en Ni des metabasites du Clapey sont moyennes (fig. 90) et ne dépassant jamais 110 ppm. Un mode peu marqué apparaît pour $Ni = 52,5$ ppm. Ces teneurs sont donc nettement inférieures à celles des dolérites des sills (mode de Ni à 92,5 ppm).

Reportées en fonction de FeO^*/MgO (fig. 96), les teneurs en Ni montrent une corrélation négative avec FeO^*/MgO puisque l'on passe de $Ni = 100$ ppm pour $FeO^*/MgO \approx 1$ à $Ni \approx 20$ ppm pour $FeO^*/MgO \approx 5,1$. Cette tendance pourrait être mise en parallèle avec celle des dolérites différenciées (fig. 67) : teneur générale en Ni faible avec décroissance peu marquée.

Par ailleurs, ces faibles teneurs ne permettent pas d'établir avec certitude l'existence d'olivine dans les roches magmatiques initiales. Pour les dolérites, la présence d'olivines magnésiennes précoces, très riches en Ni, a pu être démontrée grâce à l'existence de cumulats contenant 400 - 500 ppm de Ni, mais ce type de cumulats ne semble pas exister au Clapey. En effet, la seule roche assimilée à un cumulat à pyroxène ($FeO^*/MgO = 0,9$), riche en Cr, présente une teneur en Ni (90 ppm) tout-à-fait normale pour un basalte. Toutefois, le caractère assez évolué de ce cumulat pyroxénique (FeO^*/MgO élevé par rapport à celui des cumulats des sills: $FeO^*/MgO = 0,5$) peut laisser supposer que les éventuelles olivines de cette roche étaient plutôt ferrifères, or on sait que la teneur en Ni des olivines décroît du pôle forstérite au pôle fayalite. Malgré tout, il est peu probable que l'olivine, même ferrifère, ait été un minéral essentiel de ce cumulat, une tendance cumulative de l'olivine des basaltes produisant des picrites, roches typiquement enrichies en Ni (plusieurs centaines de ppm) et en MgO.

- V

La distribution du V dans les faciès basiques du Clapey (fig. 90) présente de grandes analogies avec celle existant dans les dolérites des sills. Ainsi, l'étalement des teneurs est-il important : $V = 0 - 540$ ppm, bien que des teneurs supérieures soient atteintes (700 ppm) dans certains faciès doléritiques.

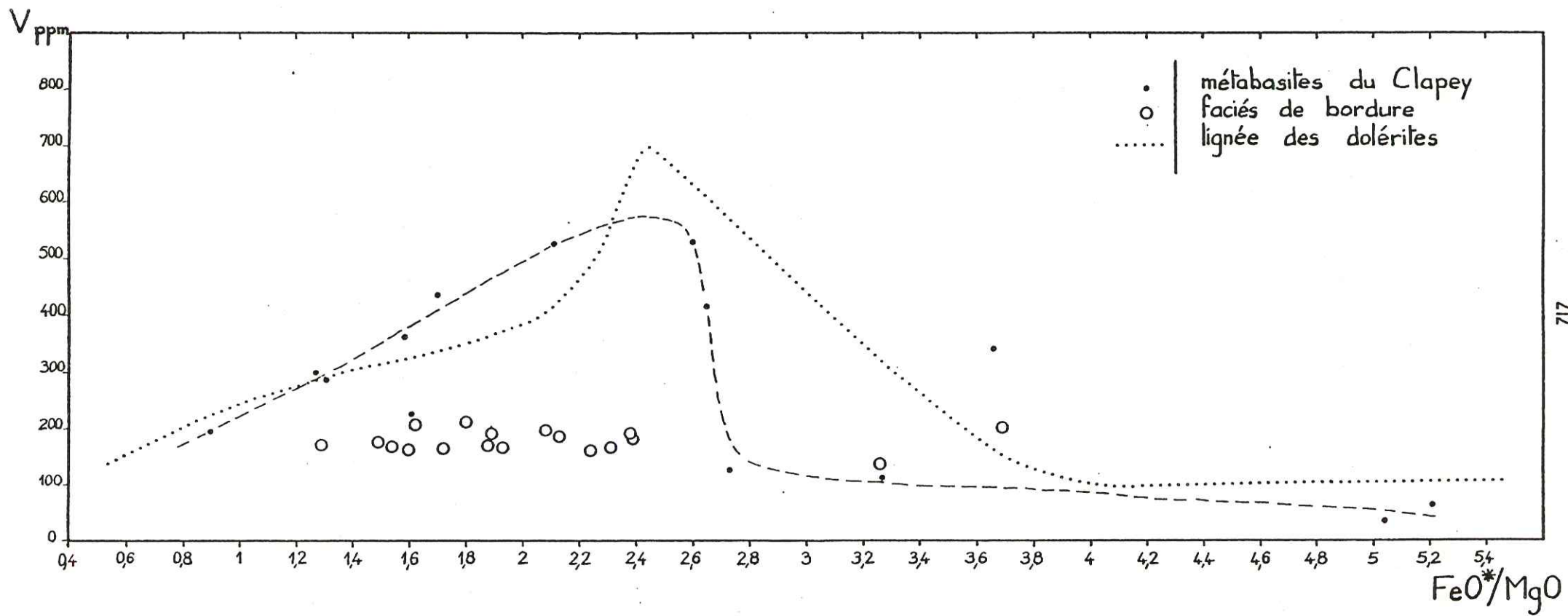


Fig.97 — Distribution de V en fonction de FeO*/MgO

Cet étalement peut s'expliquer si l'on reporte les teneurs en V en fonction de l'indice FeO^*/MgO . Nous constatons immédiatement que l'évolution si typique des teneurs en V avec le fractionnement qui a été établi pour les dolérites (fig. 70) se retrouve dans les roches basiques du Clapey. En effet, les teneurs en V augmentent régulièrement avec FeO^*/MgO passant de 200 à 550 ppm, puis passent par un maximum ($\text{FeO}^*/\text{MgO} = 2,4$) avant de retomber brutalement entre $\text{FeO}^*/\text{MgO} = 2,4$ et 2,8. La concentration en V se stabilise alors à $V \simeq 100$ ppm quelque soit FeO^*/MgO .

De plus, la position du pic en V est exactement celle définie sur les dolérites soit $\text{FeO}^*/\text{MgO} = 2,4$. L'enrichissement en V pour ce rapport FeO^*/MgO s'explique pour Clapey comme pour les dolérites des sills par une cristallisation abondante mais tardive d'ilménomagnétite. En effet, les échantillons les plus riches en V présentent de larges plages d'ilménite squelettique totalement transformées en leucoxène.

Il faut, malgré tout, noter que cette anomalie en V pour $\text{FeO}^*/\text{MgO} = 2,4$ ne s'accompagne pas d'une anomalie similaire en TiO_2 puisque $\text{TiO}_2 = 2,5$ (teneur maximale en TiO_2) pour cette valeur du rapport, alors qu'il atteignait 4% dans les dolérites. Remarquons ici qu'un rapport $\text{FeO}^*/\text{MgO} \simeq 2 - 2,5$ semble favorable, dans le fractionnement d'un magma basique sous faible pression, à la cristallisation des oxydes de Fe et Ti; ainsi pour le Skaergaard (WAGER, BROWN - 1967), cette cristallisation tardive se produit pour $\text{FeO}^*/\text{MgO} = 2,1$.

Il faut aussi remarquer que si la diminution des teneurs en V était progressive dans les dolérites, elle est extrêmement brutale pour les roches du Clapey.

Donc, si les répartitions des teneurs en V dans le Clapey et dans les dolérites des sills présentent de grandes analogies dans le détail, elles ne sont pas superposables. Or il faut rappeler que la lignée très nette établie avec ces dolérites est, en fait, le résultat du report d'analyses de roches prélevées dans plusieurs sills. Ceci montre clairement que ces sills sont le résultat d'une seule injection d'un même magma, ayant ensuite évolué dans les sills selon un processus identique, donc sous des conditions physicochimiques (PT, PH_2O , θ , conditions redox) identiques. De ce fait, si la masse basique du Clapey appartenait à l'ensemble des sills, elle aurait dû évoluer selon la même tendance et présenter la même répartition des éléments. Or, pour Clapey, la répartition en V, élément dont la distribution est très caractéristique, n'est pas superposable à celle de cet élément dans les sills; il en est de même pour TiO_2 (fig. 94) élément majeur auquel V est associé dans les ilménomagnétites.

Ce critère permet d'affirmer que, si les dolérites des sills et les roches basiques du Clapey présentent des distributions analogues des éléments, celles-ci ne sont pas identiques. L'ensemble ne résulte pas d'un unique processus de différenciation affectant une seule injection magmatique. Ceci nous paraît être un argument essentiel pour distinguer l'ensemble des sills et coulées du Versoyen de la masse basique du Clapey.

- Co.

Les teneurs en Co des metabasites du Clapey (fig. 90) sont tout-à-fait comparables à celles des dolérites avec un mode à Co = 25 ppm et une faible dispersion. Par contre, leur répartition en fonction de FeO^*/MgO (fig. 98) montre une lignée très monotone: les teneurs en Co restent pratiquement constantes, quelque soit FeO^*/MgO (baisse de 10 ppm entre $\text{FeO}^*/\text{MgO} = 0,9$ et 5,2). Cette tendance est donc totalement différente de celle de Co dans les dolérites puisque n'apparaissent pas les fortes teneurs en Co liées aux cumulats à olivine, ni surtout celles liées aux oxydes. En effet, on constate que l'épisode de cristallisation des opaques pour $\text{FeO}^*/\text{MgO} = 2,4$, ne s'accompagne pas au Clapey d'une accumulation de Co ainsi qu'elle existait dans les dolérites (fig. 72).

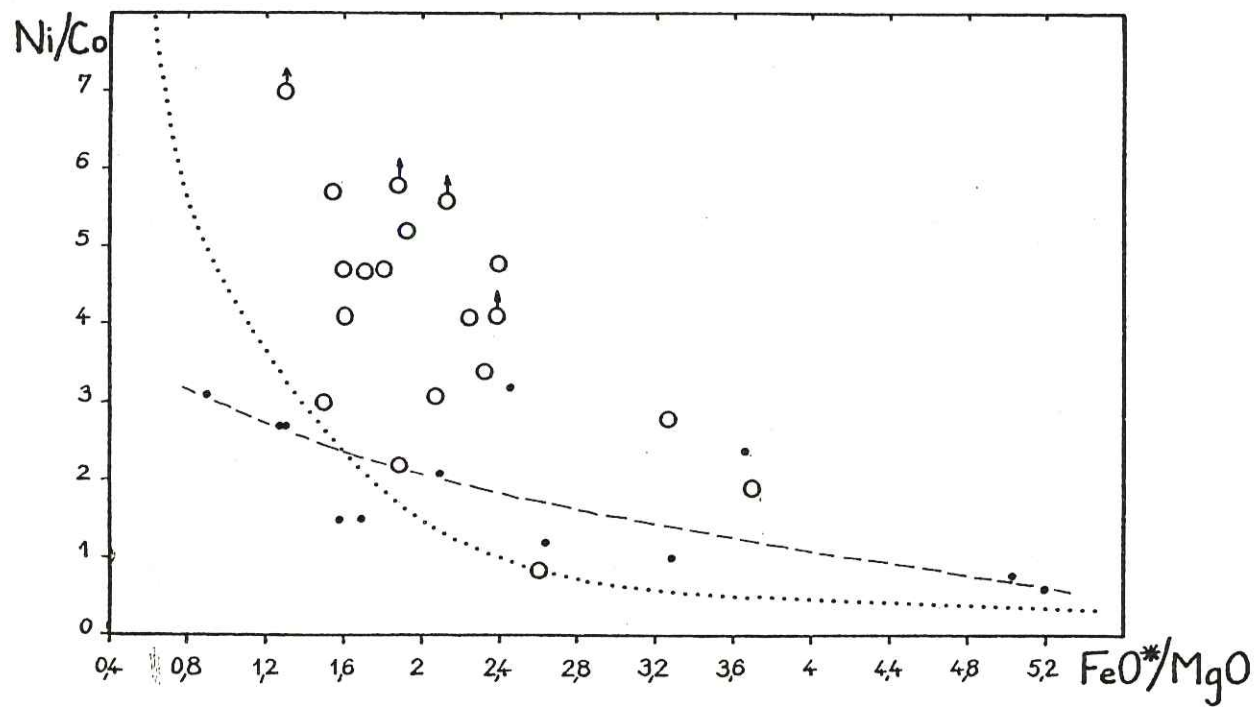
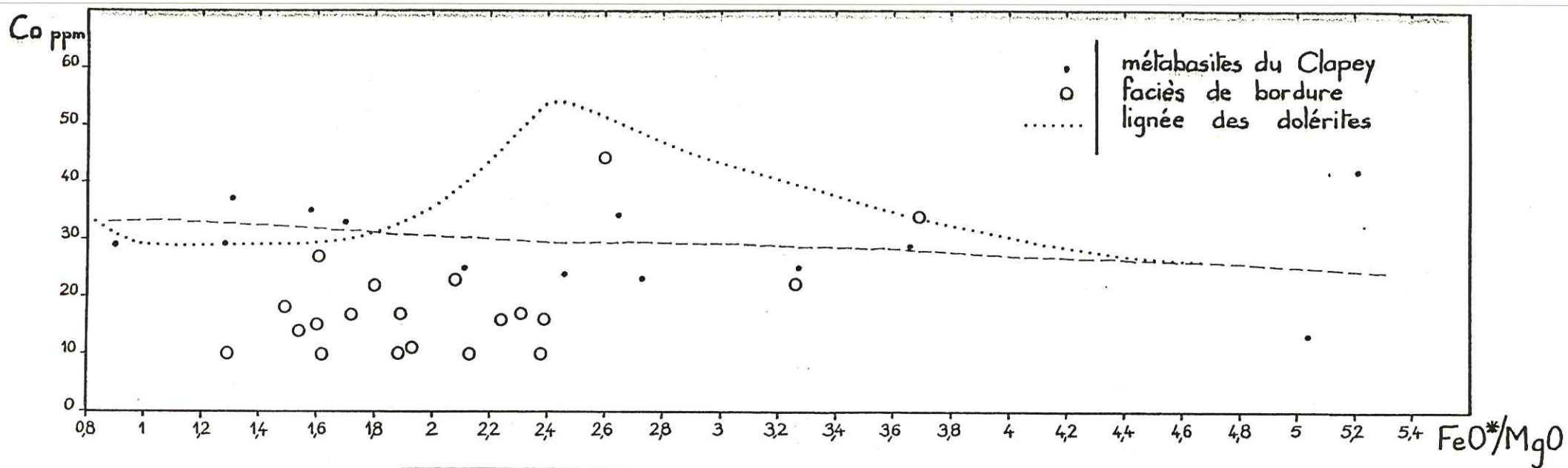


Fig.98 — Variation de Co et Ni/Co en fonction de FeO*/MgO

Remarquons enfin que les rapports Ni/Co pour Clapey sont bas ($Ni/Co < 3$) et décroissent lorsque FeO^*/MgO augmente malgré une dispersion assez importante autour de cette tendance (fig. 98). De tels rapports traduisent le caractère évolué des roches basiques du Clapey par rapport aux dolérites des sills (Ni/Co entre 2 et 6). De plus, la roche interprétée comme un cumulat pyroxénique ($FeO^*/MgO = 0,9$) montre un rapport Ni/Co faible ($Ni/Co = 3$) contrairement aux cumulats précoces des dolérites dont les rapports Ni/Co sont supérieurs à 8. Ceci traduit le caractère plus évolué de ce cumulat relativement à ceux des dolérites.

Notons, enfin, que ce cumulat provient de la base de la masse du Clapey. Ce fait prouverait que cette lentille de metabasite est actuellement en position normale. Ceci est confirmé par la localisation des roches à $FeO^*/MgO > 5$ au sommet de la lentille du Clapey.

* Conclusion : distinction entre les sills des dolérites et la masse basique du Clapey.

L'étude des éléments Si, Al, Mg, Fe, Ti, Cr, Ni, Co et V dans les metabasites du Clapey montre que ces roches, comme les dolérites des sills, sont le résultat d'une différenciation d'un magma basique sous faible PT et P_{O_2} .

Malgré tout de nombreuses différences existent entre les dolérites des sills et les metabasites du Clapey:

- très faible variation des teneurs en SiO_2 et Al_2O_3 au Clapey avec le fractionnement
- épisode de cristallisation des oxydes de Fe et Ti moins important au Clapey que dans les sills se traduisant par un pic moins accusé en V pour $FeO^*/MgO = 2,4$, l'absence d'anomalie positive en Co pour ce rapport FeO^*/MgO .
- absence de cumulats précoces enrichis en Cr et Ni au Clapey.
- caractère évolué du matériel basique du Clapey : rapport $Ni/Co < 3$
- dispersion importante sur tous les diagrammes de fractionnement pour les roches basiques du Clapey, contrastant ainsi avec les dolérites des sills dont les lignées évolutives sont très nettes.

Mais l'argument qui nous semble le plus démonstratif de la différence existant entre sills et masse du Clapey est l'impossibilité que l'on a à superposer les tendances de répartition des éléments avec le fractionnement dans les dolérites des sills avec celles obtenues sur les metabasites du Clapey. Ceci est particulièrement net pour le V mais existe aussi pour de nombreux éléments : Al, Fe^{++} , Ti, Co.

Ceci peut s'interpréter de deux façons:

- soit les dolérites des sills et les roches du Clapey sont autochtones et correspondent alors à des injections différentes de magma ayant évolué chacun sous faible pression. Les conditions de chimisme initial et de thermodynamique, non exactement identiques pour chacune de ces intrusions, se traduisent par des évolutions un peu différentes dans chacun des deux groupes de roches.
- soit les dolérites des sills sont les seules roches basiques autochtones du Versoyen et la masse du Clapey a un origine tectonique plus interne (au sens alpin). Les analogies de comportement des éléments qui existent malgré tout entre les deux groupes de roches basiques ne s'opposent pas à cette hypothèse, car le type de lignée défini plus haut est commun dans les différenciations par cristallisation fractionnée de magma basique sous faible pression, et dans des conditions réductrices (ex: massif du Skaergaard). La distinction qui est faite ici entre les sills et Clapey intervient, en fait, sur l'allure des courbes qui constitue en quelque sorte une signature de chacun des ensembles.

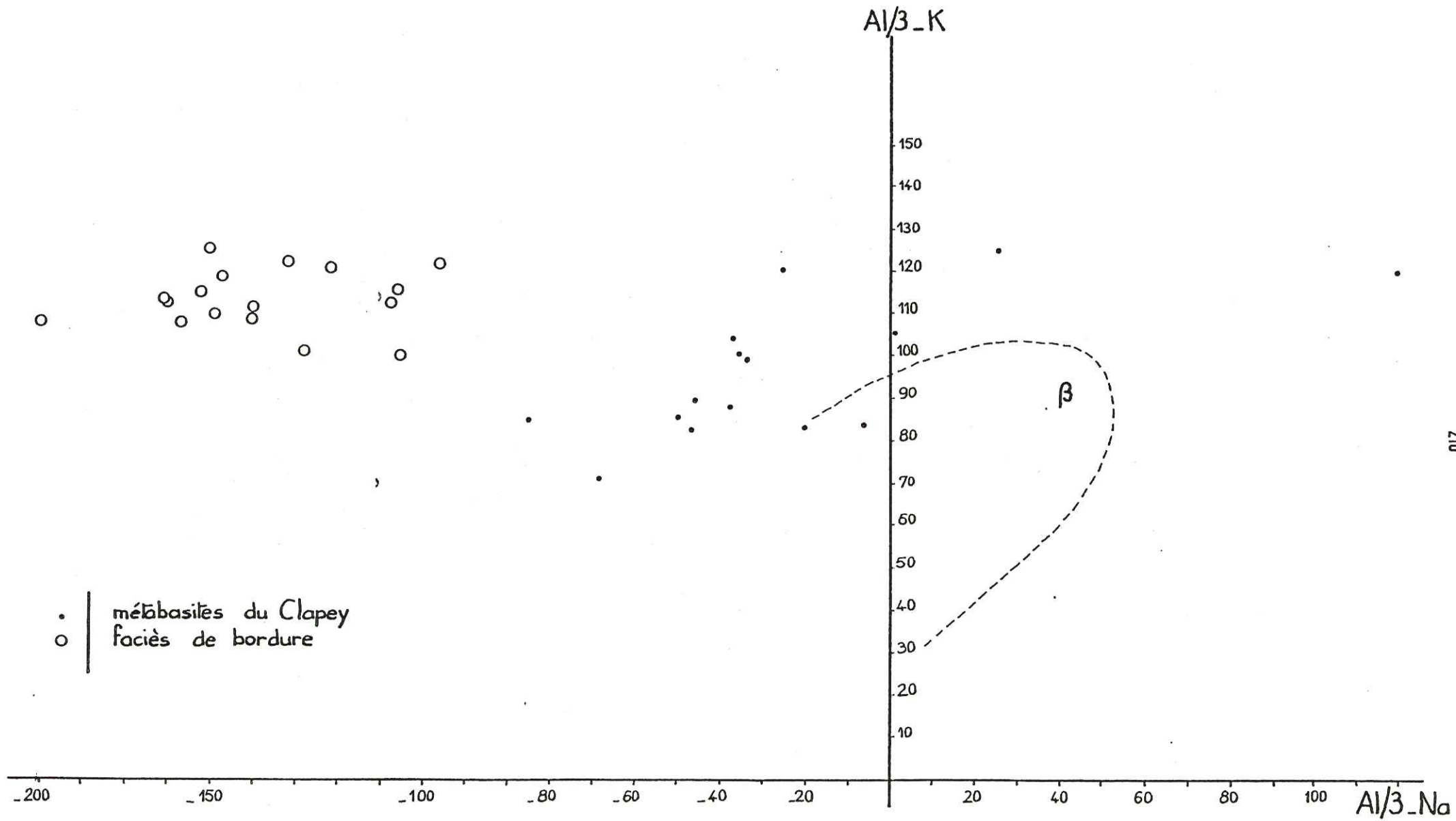


Fig. 99 — Diagramme (Al/3_Na) (Al/3_K)

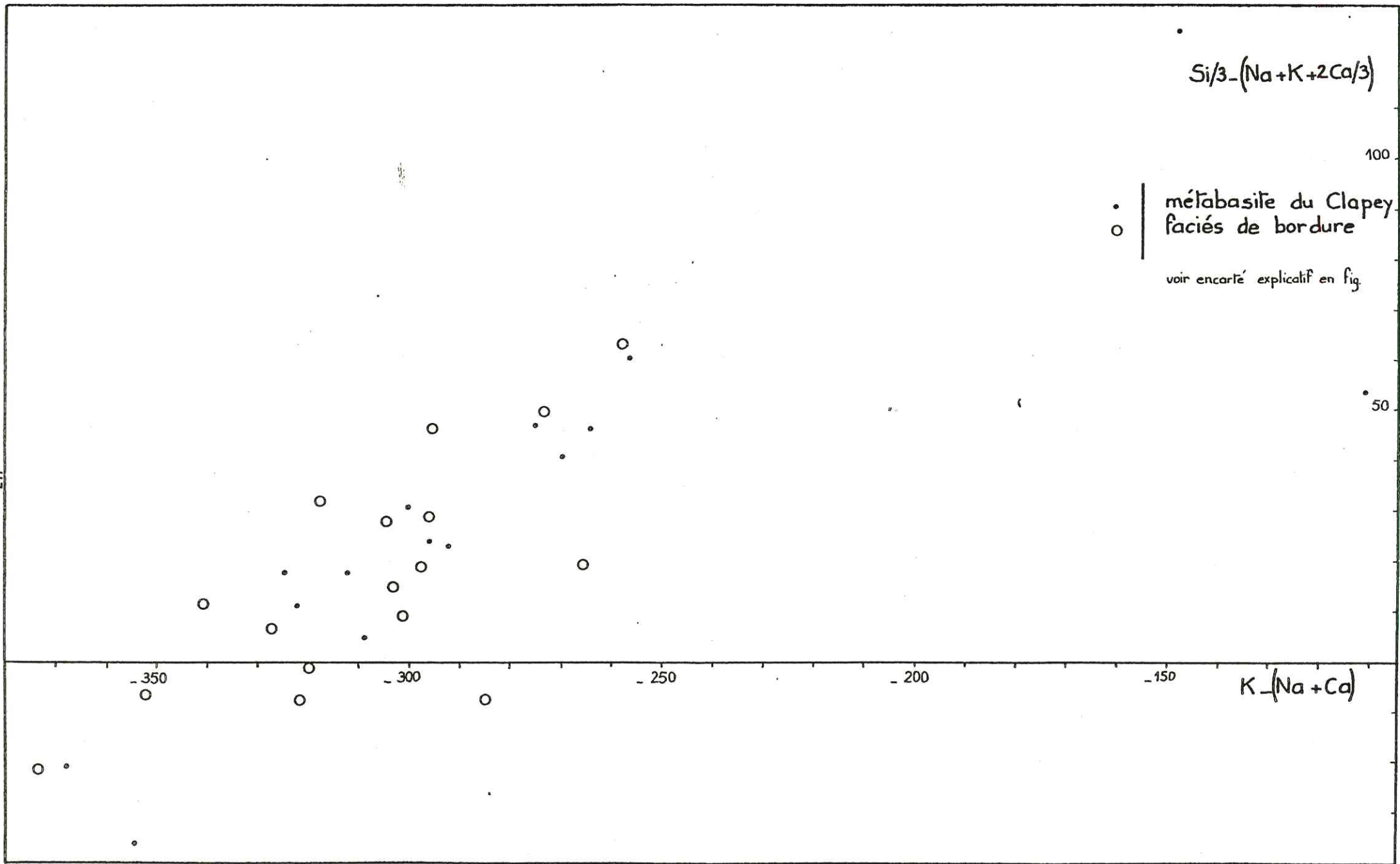


Fig.100 — Diagramme $[Si/3 - (Na + K + 2Ca/3)] [K - (Na + Ca)]$

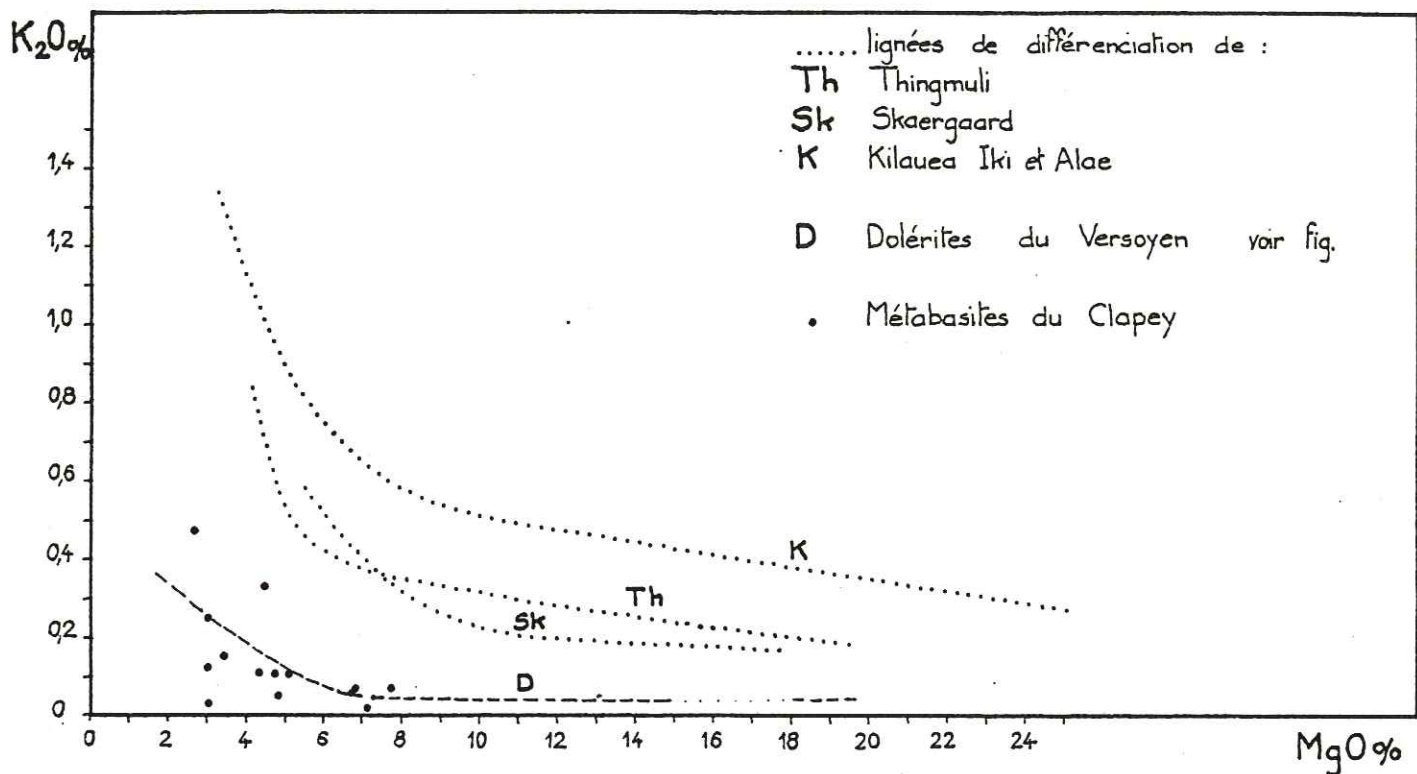


Fig.101 — Diagramme K_2O - MgO pour les métabasites du Clapey

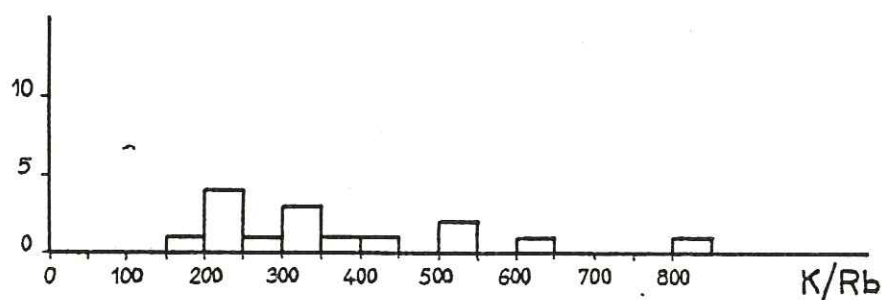


Fig.102 — Histogramme de fréquence du rapport K/Rb dans les métabasites du Clapey

Il est évident que l'étude géochimique ne peut qu'établir la distinction entre ces deux groupes de roches basiques, mais le choix de l'hypothèse ne dépend pas uniquement de critères géochimiques et sera donc abordé lors des conclusions générales.

b- La spilitisation dans les metabasites du Clapey

* diagramme (Al/3 - K) (Al/3 - Na)

Ce diagramme (DE LA ROCHE 1964) a été utilisé pour mettre en évidence la spilitisation des metabasites du Clapey (fig. 99). Celles-ci se répartissent exactement sur le domaine des spilites, et l'étirement du nuage vers le pôle albite montre que l'albitisation du plagioclase semble être ici le principal résultat de la spilitisation comme pour les dolérites des sills.

* diagramme [Si/3 - (Na + K + 2 Ca/3)] [K - (Na + Ca)]

Pour les metabasites du Clapey, on constate (fig. 100) que le nuage est peu dispersé autour du champ des basaltes. Les valeurs de $Si/3 - (Na + K + 2 Ca/3)$ se distribuent entre des valeurs très peu négatives (- 40) et faiblement positives (+ 100). On peut donc comme dans les dolérites, conclure à l'absence de carbonatation (valeur très négative de $Si/3 - (Na + K + 2 Ca/3)$ ou de silicification (valeur positive élevée de l'indice).

Contrairement aux dolérites, il n'est pas possible de retrouver dans les metabasites du Clapey, un sens de différenciation dans ce diagramme.

Ainsi, la spilitisation des roches basiques du Clapey apparaît-elle assez semblable à celle affectant les dolérites des sills: c'est un processus comportant essentiellement une transformation plagioclase → albite.

* Les éléments mobiles lors de la spilitisation

- sodium.

L'histogramme de fréquence des teneurs en Na_2O des metabasites du Clapey (fig. 59) présente un mode net à $Na_2O = 4,25\%$ qui correspond exactement à celui des dolérites. Plus qu'une identité entre ces deux formations, le mode $Na_2O = 4,25\%$ est à considérer comme typique des spilites (VALLANCE 1960).

- potassium, rubidium.

Les teneurs en K_2O sont plus élevées au Clapey (mode de $K_2O = 0,11\%$ (fig. 59) que dans les métadolérites des sills (mode de $K_2O = 0,05\%$) (fig. 58). Ces teneurs sont celles de tholéiites océaniques. Par ailleurs, on peut se demander si ces teneurs varient avec la différenciation. Comme pour les dolérites, K_2O a été reporté en fonction de MgO (fig. 101). On constate une corrélation négative assez floue entre K_2O et MgO qui peut être le résultat d'une perte de K_2O (à MgO constant) au cours de la spilitisation comme c'était le cas dans les dolérites.

Les teneurs en Rb sont faibles dans les roches basiques du Clapey (mode de Rb < 1 ppm; fig. 90) et comparables à celles des dolérites des sills. De plus, les valeurs du rapport K/Rb (fig. 102) sont assez étalées (K/Rb) = (50 - 800) avec un mode peu marqué à K/Rb = 225 correspondant à celui des dolérites.

- calcium, strontium.

Les teneurs en CaO des roches basiques du Clapey ($CaO = 1,5 - 12,5\%$) (fig. 59) sont comparables à celles des dolérites. L'étalement de l'histogramme vers les faibles teneurs en CaO traduit une perte de Ca par spilitisation (transformation plagioclase → albite). C'est le phénomène le plus typique lié à la spilitisation.

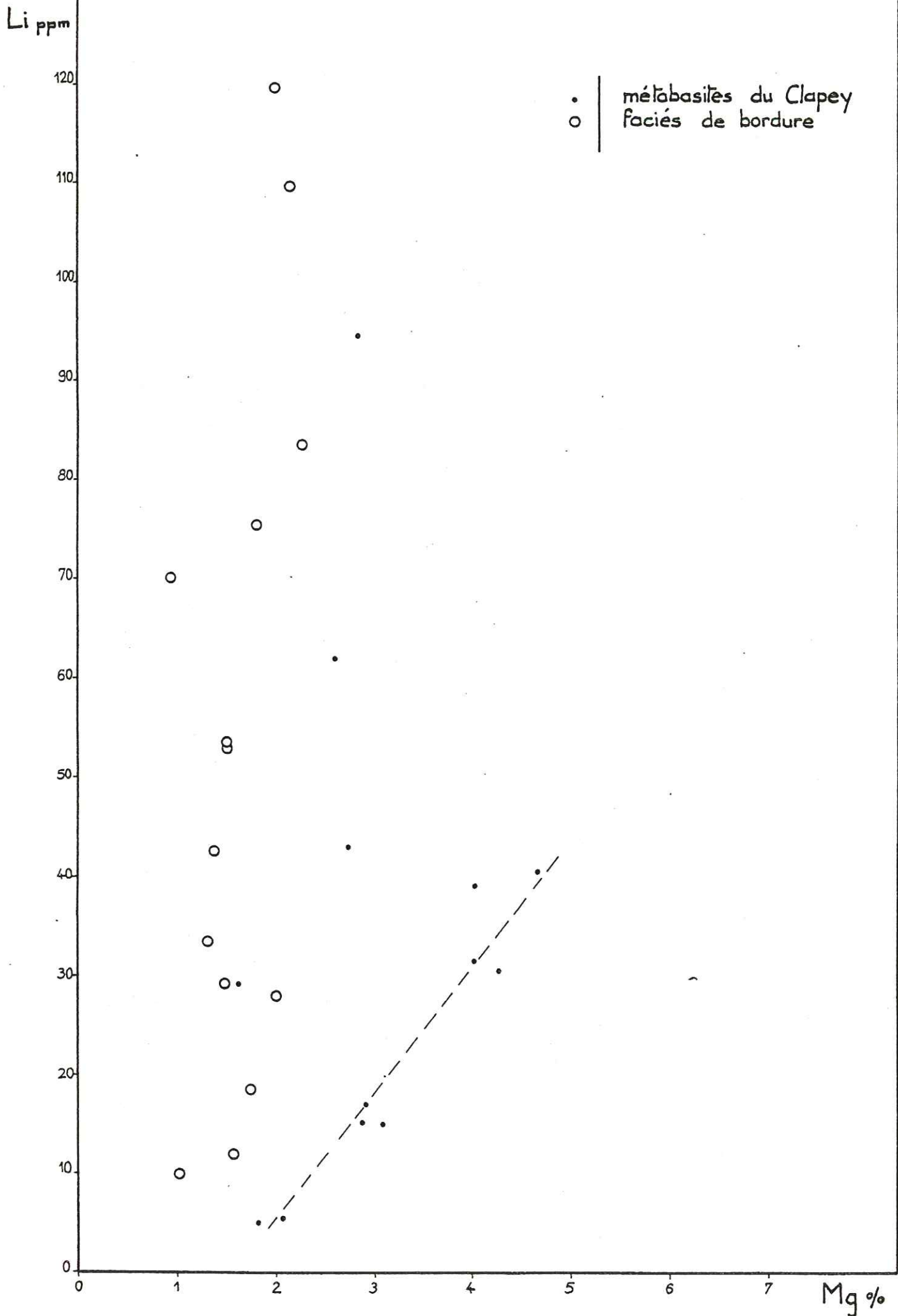


Fig.103 — Relation Mg - Li

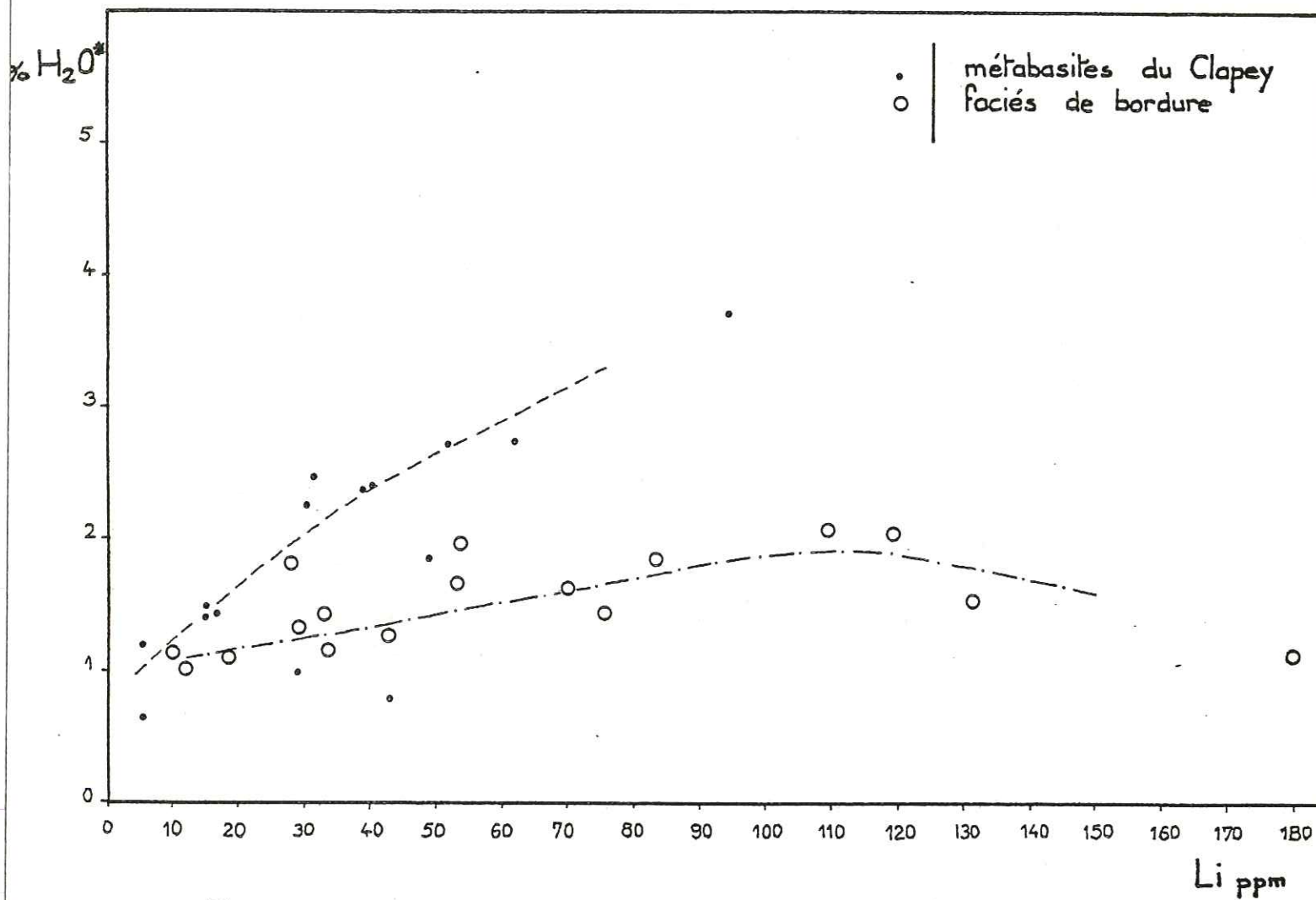


Fig.104. — Variation des teneurs en Li en fonction de l'hydratation

Un échantillon montre une teneur en CaO élevée (CaO = 19,8%) qui traduit l'existence d'accumulation locale de Ca. En effet, il ne peut s'agir entièrement d'une contamination par un carbonate de Ca d'origine sédimentaire, la teneur en CO₂ de cette roche n'excédant pas 4,2%.

Les teneurs en Sr se répartissent entre 30 et 750 ppm (fig. 90). La dispersion est donc très importante, et il faut remarquer que la gamme des teneurs en Sr des metabasites du Clapey est plus étendue que celle des teneurs en Sr des dolérites (560 ppm maximum). Aucun mode ne se détache. De plus la corrélation Ca - Sr est inexistante.

On peut donc penser que les distributions de Ca et Sr au Clapey traduisent non seulement l'action d'un processus hydrothermal (spilitisation) mais aussi celle d'un métamorphisme plus intense que dans les sills. Le résultat en est une dispersion importante des éléments Ca et Sr qui ne présentent alors plus de corrélation entre eux au Clapey, alors qu'ils l'étaient modérément dans les dolérites des sills (fig. 81).

- Lithium.

Les teneurs en Li des metabasites du Clapey sont sensiblement plus faibles que celles des dolérites des sills: l'étalement des concentrations se fait sur une gamme Li = 0 - 95 ppm (fig. 90) mais 80% des valeurs sont inférieures à 50 ppm sans qu'un mode net n'apparaisse.

Le diagramme Mg - Li (fig. 103) montre que la relation entre Mg et Li est de même type dans les metabasites du Clapey que dans les dolérites des sills. Ainsi, a-t-on une série de points qui permettent de tracer une corrélation positive entre Mg et Li, mais certains échantillons semblent s'enrichir considérablement en Li pour Mg constant. Cette seconde tendance s'explique sur le diagramme Li - H₂O* (fig. 104). En effet, une corrélation entre Li et H₂O* existe et, de plus, l'ordre des points pour lesquels Li croît à Mg constant, se retrouve sur ce nouveau diagramme, les échantillons les plus riches en Li (95 ppm) étant les plus hydratés (H₂O* = 3,7%). Cette seconde tendance est liée à la spilitisation comme dans les dolérites.

- Les éléments volatils : H₂O*, CO₂.

Les teneurs en H₂O* des roches basiques du Clapey (fig. 59) sont plus faibles que celles des dolérites : H₂O* = 0,5 - 4% au Clapey contre H₂O* = 1 - 5,5% dans les dolérites. Cette teneur traduit une hydratation de la roche basique liée à la spilitisation mais, ultérieurement, une déshydratation partielle résultant de l'action du métamorphisme de degré plus fort au Clapey que dans les sills.

Les teneurs en CO₂ sont faibles (mode de CO₂ = 0,1%; fig. 59) et équivalentes à celles des dolérites. Ces concentrations peu importantes de CO₂ expliquent la quasi absence de calcite dans ces roches.

* Conclusions.

La spilitisation semble s'être déroulée selon un processus assez analogue dans les deux ensembles de roches vertes étudiés : action d'un fluide hydrothermal sans CO₂ sur des roches doléritiques en cours de refroidissement. La déstabilisation du plagioclase avec perte de Ca et gain de Na et Li est la principale conséquence de ce phénomène.

Par contre, le métamorphisme, sans grande conséquence sur la distribution des éléments dans les dolérites, les disperse nettement dans les roches du Clapey. La plus grande intensité du métamorphisme HP auquel Clapey a été soumis apparaît ainsi nettement.

3 - Les faciès de bordure

Les faciès de bordure du massif du Clapey se présentent comme des roches fines, claires, tenaces, souvent rubanées à l'échelle cen-

timétrique ou décimétrique. Leur minéralogie fait ressortir leur caractère sodique: jadéite, glaucophane, albite, paragonite (cf. p. 101).

Chimiquement ces roches se distinguent nettement des roches basiques ainsi que le montre l'examen de leurs teneurs moyennes en éléments majeurs et traces (fig. 59, 90; histogrammes en grisé pour les faciès de bordure). Les teneurs en SiO_2 , Al_2O_3 et Na_2O sont systématiquement plus fortes que celles des metabasites: $\text{SiO}_2 = 53 - 65\%$, mode de $\text{Al}_2\text{O}_3 = 18,25\%$, mode de $\text{Na}_2\text{O} = 8,50\%$ (ce dernier permettant de distinguer sans ambiguïté les faciès de bordure de la masse basique).

Par contre, ces roches sodiques sont appauvries en TiO_2 , Fe_2O_3 tot., MnO , MgO , voire CaO , par rapport aux metabasites: mode de $\text{TiO}_2 = 0,9\%$, mode de Fe_2O_3 tot. = $6,25\%$, mode de $\text{MnO} = 0,15\%$, mode de $\text{MgO} = 2,75\%$. CaO est très peu abondant dans ces roches: teneurs entre 0 et 5%. Enfin, les teneurs en K_2O , CO_2 et H_2O^* sont sensiblement équivalentes dans les deux groupes de roches.

Pour les éléments en traces, les teneurs en Co, Rb, Sr sont réduites: mode de Co = 17,5 ppm, mode de Sr = 45 ppm (avec une forte dispersion: 10 - 1100 ppm), mode de Rb = 4,5 ppm (teneurs dispersées: 0 - 36 ppm). Par contre, les teneurs en Cr, V, Ni, Ba, Li, Cu sont comprises dans la gamme des teneurs de ces éléments dans les roches basiques.

Plusieurs hypothèses peuvent être proposées quant à l'origine de ces roches:

- 1 il s'agit de résidus acides (granophyres) de fin de différenciation du magma basique (hypothèse de H. LOUBAT (1968),
- 2 il s'agit de roches basiques contaminées par des sédiments argileux lors de l'intrusion ou même de roches basiques contaminées par des produits de début de fusion du matériel sédimentaire au contact de l'intrusion,
- 3 il s'agit de produits d'altération secondaire liés à la spilitisation des roches basiques.

Examinons chacune de ces hypothèses d'un point de vue géochimique :

1 Si les faciès acides du Clapey sont des résidus de fin de différenciation du magma basique sous faible pression, ils doivent présenter certaines caractéristiques géochimiques précises. Ce sont, en particulier des teneurs en MgO , Ni, Co, Cr, V très faibles et un rapport FeO^*/MgO très fort. La comparaison entre les faciès de bordure du Clapey et les granophyres du Skaergaard (tabl. 15) montre la différence totale qui existe entre ces deux types de roches.

%	1	2
SiO_2	60,01	60,23
Al_2O_3	17,95	11,19
FeO^*	6,17	14,06
MgO	2,60	0,51
CaO	1,23	5,11
Na_2O	8,90	3,92
K_2O	0,20	1,94
TiO_2	0,75	1,18
MnO	0,08	0,24
P.F	1,24	1,17
Tot.	99,13	99,55
FeO^*/MgO	2,3	27

Tableau n° 15

- 1 - faciès de bordure du Clapey Gj 13
- 2 - mélanogranophyre du Skaergaard, analyse 4332, tableau 9, col. 4 p. 158 (WAGER, BROWN - 1967)

On observe dans le granophyre, l'épuisement total en MgO, alors que les teneurs en MgO sont 5 fois supérieures dans la roche du Clapey. De même les teneurs élevées de Al_2O_3 et Na_2O , ainsi que les teneurs plus faibles en FeO, CaO, TiO_2 et surtout K_2O distinguent nettement les faciès du Clapey des granophyres. On note enfin le rapport FeO^*/MgO très élevé du granophyre du Skaergaard qui traduit l'extrême différenciation de cette roche, s'opposant aux valeurs assez faibles de FeO^*/MgO dans les produits acides du Clapey $FeO^*/MgO = 1,2 - 3,7$.

Cette conclusion est appuyée par la distribution des éléments en traces dans les deux types de roches:

ppm	1	3
Cr	135	< 1
V	185	< 5
Ni	56	8
Co	< 10	4
Cu	< 10	300
Sr	42	500
Ba	10	600
Rb	4,5	40
Li	179	30

Tableau n° 16

- 1- faciès de bordure de Clapey Gj 13
- 2- mélanogranophyre du Skaergaard ($SiO_2 = 58,81\%$), analyse 3047, tableau D, col. 2, p. 208 (WAGER, MITCHELL - 1951).

Ce tableau montre nettement le caractère résiduel du granophyre : teneurs élevées en éléments incompatibles (Ba, Rb, Sr) et faibles en éléments de transition (Cr, V, Ni, Co) alors que les faciès de bordure du Clapey présentent encore des caractères de roches basiques : teneurs élevées en Cr, V, Ni, faibles en éléments incompatibles.

2 La contamination de la roche basique par des sédiments pélitiques ou par un liquide de début de fusion de ces sédiments signifie, en fait, contamination en SiO_2 , K_2O , Rb et Ba. On constate effectivement que les teneurs en SiO_2 et Al_2O_3 sont beaucoup plus élevées dans les faciès de bordure que dans les metabasites, mais les teneurs en K_2O (mode à 0,11%), Rb (mode à 4,5 ppm) et Ba (teneurs < 10 ppm en majorité) s'opposent totalement aux teneurs de ces éléments dans les sédiments: mode de $K_2O = 3\%$, mode de Rb = 130 ppm, teneurs en Ba très dispersées : 0 - 700 ppm. Il semble donc difficile d'admettre une contamination du magma basique par des sédiments pélitiques d'autant plus que les faciès de bordure montrent des teneurs en Na_2O très élevées (mode à 8,50%) difficilement explicables par une contamination du magma basique (mode de Na_2O dans les metabasites : 4,25%) avec des pélites très pauvres en Na_2O (mode à 0,75%).

Enfin la contamination par des sédiments ne peut être qu'un phénomène local, ainsi que le montre les quelques cas de contamination des dolérites (p. 196) et ne peut ainsi être à l'origine d'un phénomène aussi général au Clapey que les faciès acides de bordure.

3 Les roches basiques du massif du Clapey sont spilitisées (p. 219) comme les dolérites des sills. La spilitisation provoque des migrations importantes d'éléments : Na, Ca, K, au sein de la masse basique. Les échanges se font entre la roche basique et l'encaissant au moyen d'un fluide composé principalement d'eau (cf. p. 189). Ce type de mobilisation provoque, en particulier, la cristallisation d'albite abondante en bordure du corps basique

en voie de spilitisation ainsi que le montrent les expériences de HAJASH (1975) (p.467). Or la composition de ces faciès de bordure (tabl.16 col. 1) permet de fabriquer environ 75% d'albite normative. Le diagramme (Al/3 - K) (Al/3 - Na) (fig. 99) montre également la position très décalée vers le pôle albite de ces roches.

On peut donc penser que les faciès de bordure du Clapey ne sont que des produits de spilitisation de cette puissante masse basique. Ces produits d'altération se répartissent en bordure de la lentille, le long de niveaux concentriques correspondant peut-être à des niveaux préférentiels de circulation (fentes de retrait ?). Ainsi ces roches métasomatiques acides présentent à la fois des caractères de roches basiques: teneurs en MgO, Cr, Ni, V élevées (éléments peu mobiles) K₂O, Rb, Ba faibles et des caractères de produits d'altération hydrothermaux albitiques: SiO₂, Al₂O₃, Na₂O et Li forts.

En définitive, les faciès rubanés acides du Clapey peuvent être interprétés comme des adinoles particulièrement développés issus de la spilitisation d'une importante masse basique.

IV - CARACTERISTIQUE GEOCHIMIQUE DU MAGMATISME DU VERSOYEN

1 - Les dolérites du Versoyen : type magmatique

La question du type magmatique et du processus qui est à l'origine du magma dont est issu le volcanisme du Versoyen, peut être maintenant abordé. Toutefois, des processus d'altération postmagmatique (spilitisation) ont modifié la répartition de certains éléments (Na, K, Ca ...) et, de ce fait, le chimisme actuel des dolérites n'est qu'un reflet partiel de leur chimisme initial. Malgré tout, ces perturbations peuvent être assez bien cernées: apport de Na, Li, perte de Ca, K, Rb, Ba, Sr, la distribution des autres éléments restant pratiquement inchangée.

L'étude de ces éléments à distribution primaire a montré, en particulier, l'existence d'olivine dans le magma et l'existence d'un type de différenciation classique dans les tholéiites.

Malgré les teneurs très faibles en alcalins K, Rb, Ba, certains caractères ne permettent pas d'assimiler totalement les dolérites du Versoyen à des basaltes tholéiitiques océaniques, tels qu'il sont définis par ENGEL et al. (1965).

Ainsi, les teneurs en TiO₂ des basaltes sont réputées varier selon l'emplacement tectonique du volcanisme (BEBIEN 1972). L'histogramme de fréquence de TiO₂ présente ainsi trois modes correspondant respectivement à:

- volcanisme intraplaque océanique ou continentale, mode de TiO₂ = 2,25%
- volcanisme des dorsales médioocéaniques (basaltes tholéiitiques océaniques), mode de TiO₂ = 1,4 - 1,5%.
- volcanisme d'arcs insulaires, mode de TiO₂ = 0,75%.

Ces résultats sont corroborés par les données de ENGEL et al. (1965): basalte tholéiitique océanique TiO₂ = 1,49 ± 0,39% et celles de PEARCE (1976): tholéiites océaniques TiO₂ = 1,42 ± 0,30%, basaltes continentaux TiO₂ = 2,47 ± 0,83%.

L'histogramme de fréquence des teneurs en TiO₂ des dolérites du Versoyen (fig. 58) montre un mode marqué pour TiO₂ = 1,9%. De plus, en sélectionnant 32 analyses de dolérites peu ou pas différenciées avec FeO*/MgO = 0,8 - 1,6 et Ni/Co = 2 - 6 (fig.74), le mode de TiO₂, moins bien défini, est à TiO₂ = 1,8%. Ce mode est donc intermédiaire entre celui des tholéiites océaniques et celui des basaltes continentaux. Ce caractère peut laisser supposer une faible influence continentale sur un magma produit par fusion partielle du manteau supérieur (magma primaire de type tholéiitique océanique).

Cette tendance continentale explique peut-être la teneur assez faible en Al₂O₃: mode à 15,25% intermédiaire entre les teneurs moyen-

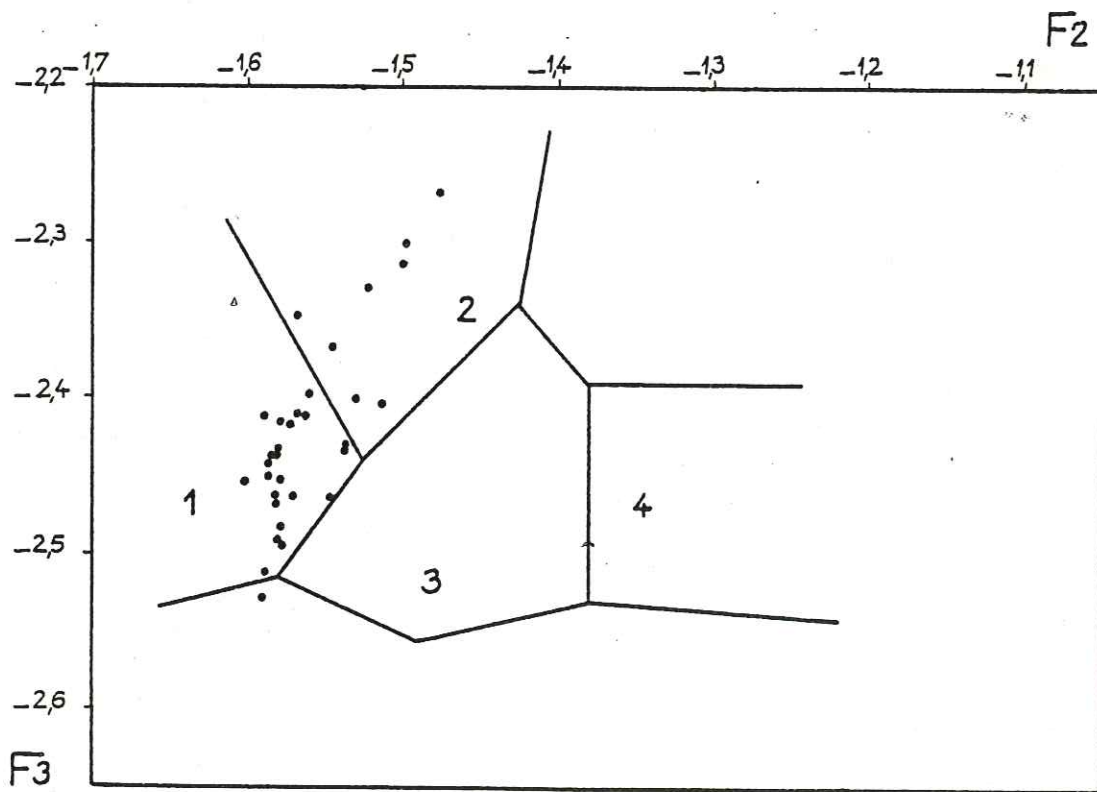
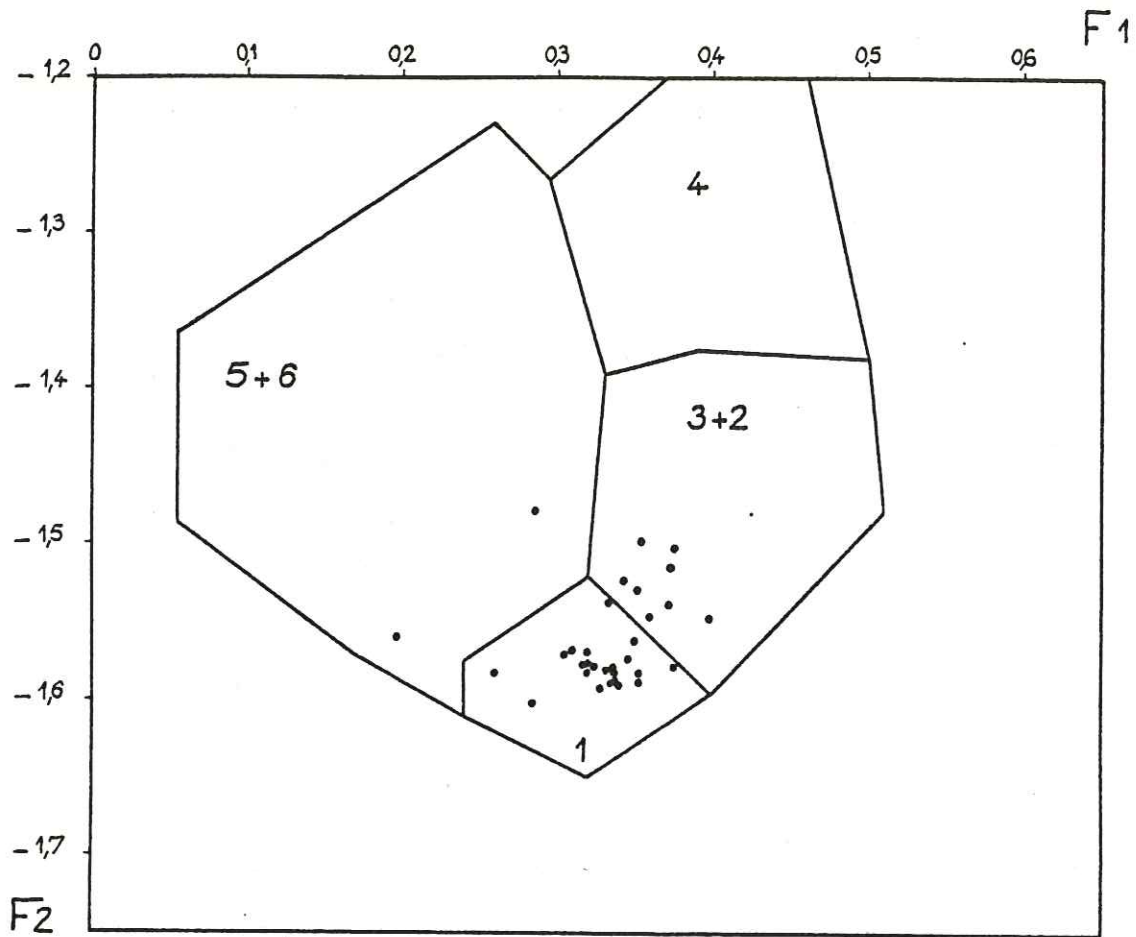


Fig.105— Diagramme de Pearce (1976)
appliqué aux dolérites

Diagramme de Pearce : légende

$$F_1 = 0,0088 \text{ SiO}_2 - 0,0774 \text{ TiO}_2 + 0,0102 \text{ Al}_2\text{O}_3 + 0,0066 \text{ FeO}^* \\ - 0,0017 \text{ MgO} - 0,0143 \text{ CaO} - 0,0155 \text{ Na}_2\text{O} - 0,0007 \text{ K}_2\text{O}$$

$$F_2 = - 0,0130 \text{ SiO}_2 - 0,0185 \text{ TiO}_2 - 0,0129 \text{ Al}_2\text{O}_3 - 0,0134 \text{ FeO}^* \\ - 0,0300 \text{ MgO} - 0,0204 \text{ CaO} - 0,0481 \text{ Na}_2\text{O} + 0,0715 \text{ K}_2\text{O}$$

$$F_3 = - 0,0221 \text{ SiO}_2 - 0,0532 \text{ TiO}_2 - 0,0361 \text{ Al}_2\text{O}_3 - 0,0016 \text{ FeO}^* \\ - 0,0310 \text{ MgO} - 0,0237 \text{ CaO} - 0,0614 \text{ Na}_2\text{O} - 0,0289 \text{ K}_2\text{O}$$

- 1 basaltes des fonds océaniques
- 2 tholéiites d'arc
- 3 basaltes calco alcalins
- 4 shoshonites
- 5 basaltes des îles océaniques
- 6 basaltes continentaux

nes de basaltes continentaux ($Al_2O_3 = 14,41 \pm 2,16\%$; PEARCE - 1976, tabl. 1 col. 6) et celles de tholéiites océaniques ($Al_2O_3 = 17,04 \pm 1,78\%$; ENGEL et al. - 1965 ou $Al_2O_3 = 16,09 \pm 0,84\%$; PEARCE - 1976, tabl. 1, col. 1).

De plus, les faibles teneurs en éléments incompatibles de ces dolérites ($K_2O = 0,05\%$, Rb < 1 ppm, Ba < 10 ppm) typiques des tholéiites océaniques ($K_2O = 0,16\%$, Rb < 10 ppm, Ba = 15 ppm; ENGEL et al. 1965), sont plus probablement le résultat de la spilitisation qu'une disposition primaire. De plus, les rapports K/Rb sont faibles : K:Rb moyen = 200 - 250 (fig. 78); ceci peut refléter un départ préférentiel de K par rapport à Rb lors de la spilitisation; mais si la corrélation K - Rb est respectée par ce processus, de tels rapports K/Rb se rapprochent plus de ceux de tholéiites continentales, comme les dolérites de Tasmanie (K/Rb = 200 - 220; COMPSTON et al. - 1968) ou celles de Fenar en Antarctique (K/Rb = 200 - 270; COMPSTON et al. - 1968) que des rapports de tholéiites océaniques (K/Rb = 1300 - 1500; HEDGE, PETERMAN - 1970).

De plus, on sait que, chimiquement, les champs des tholéiites océaniques et continentales se recouvrent largement (CARMICHAEL et al. 1974).

Malgré tout, les teneurs moyennes en MgO des dolérites du Versoyen ($MgO = 7,75\%$) sont élevées et plus en accord avec celles de tholéiites océaniques ($MgO = 7,19 \pm 0,67\%$, ENGEL et al. 1965; $7,69 \pm 0,90\%$, PEARCE 1976, tabl. 1, col. 1).

Le caractère tholéiitique océanique des dolérites du Versoyen est encore très accusé et le diagramme de PEARCE (1976) (fig. 405) le met nettement en évidence. Ce diagramme est basé sur une analyse discriminante du chimisme des basaltes permettant de séparer sur 3 axes (F_1, F_2, F_3) 6 types basaltiques définis par leur emplacement tectonique; les 8 oxydes majeurs des analyses sont utilisés à cette fin. Dans le cas du Versoyen, 32 analyses de dolérites non différenciées ($FeO^*/MgO = 0,8 - 1,6$, $Ni/Co = 2 - 6$) ont été sélectionnées. La plus grande densité de points correspond au champ des tholéiites océaniques mais PEARCE (1976) fait remarquer que l'altération et la spilitisation de basaltes d'origine diverse peut entraîner leur classification sous le terme de tholéiite océanique, à cause de la perte en K_2O qu'entraînent ces altérations.

Le problème pourrait éventuellement être tranché au moyen d'analyses de terres rares. En effet, les profils de terres rares, caractéristiques du type basaltique, semblent peu sensibles au métamorphisme et à la spilitisation, (HERRMANN et al. - 1974).

En conséquence, nous pensons que les dolérites du Versoyen sont le résultat d'émission de tholéiites à olivine de type hybride, dans lesquelles les caractères de tholéiites océaniques sont prépondérants et l'influence continentale limitée (teneurs assez élevées en TiO_2 , faibles en Al_2O_3). Le caractère océanique est probablement ensuite exagéré par perte de K_2O , Rb et Ba lors de la spilitisation.

Ceci peut traduire l'existence d'une fusion partielle au niveau du manteau supérieur, suivi d'une ascension rapide du magma tholéiitique à olivine, sans interaction importante entre la croûte continentale et ce magma.

	1	2	3
SiO ₂ %	47,50	49,56	48,81
Al ₂ O ₃	15,25	16,09	14,41
MgO	7,75	7,69	5,96
K ₂ O	0,05	0,24	0,93
TiO ₂	1,9	1,42	2,47
Rb ppm	1	1	10-50
Ba ppm	10	14	100-700
K/Rb	200-250	1300-1500	200-500

Tableau n° 17

- 1 - Dolérites du Versoyen
 2 - Basaltes des fonds océaniques.
 éléments majeurs: PEARCE-1976 (tabl. 1, col. 6).
 éléments traces: CARMICHAEL et al (1974)
 3 - Basaltes continentaux
 éléments majeurs: PEARCE-1976 (tabl. 1, col. 1).
 éléments traces: CARMICHAEL et al. (1974)

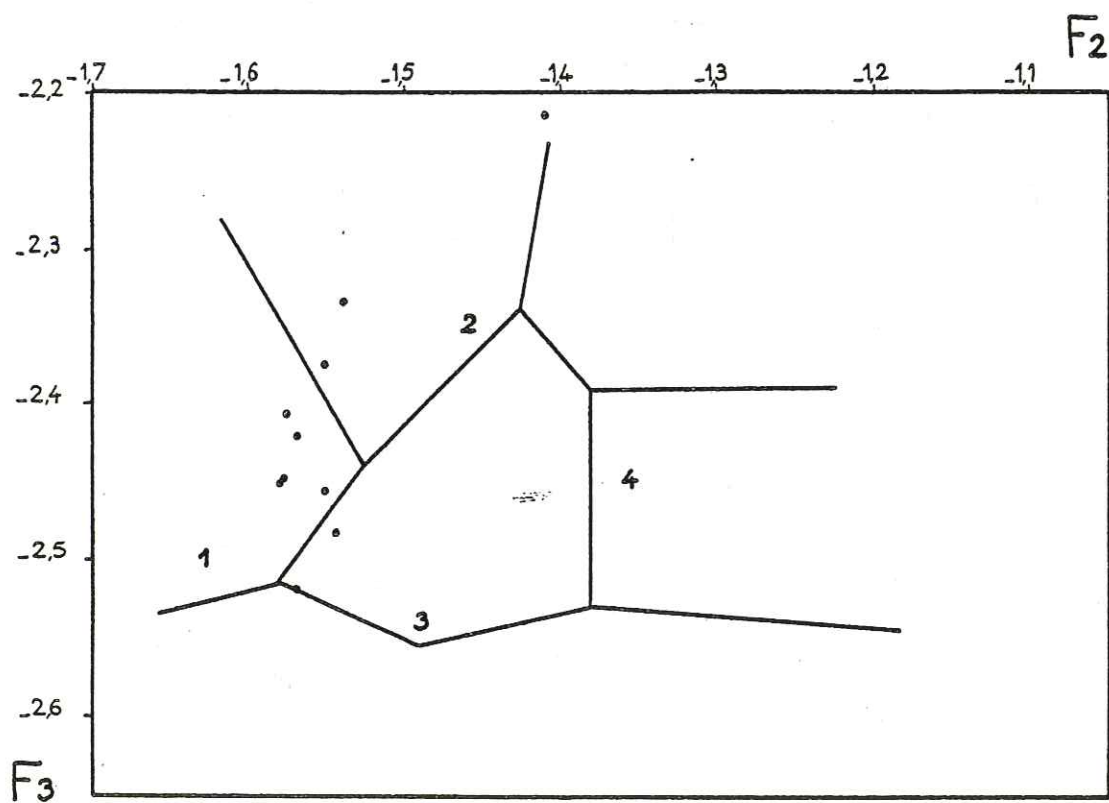
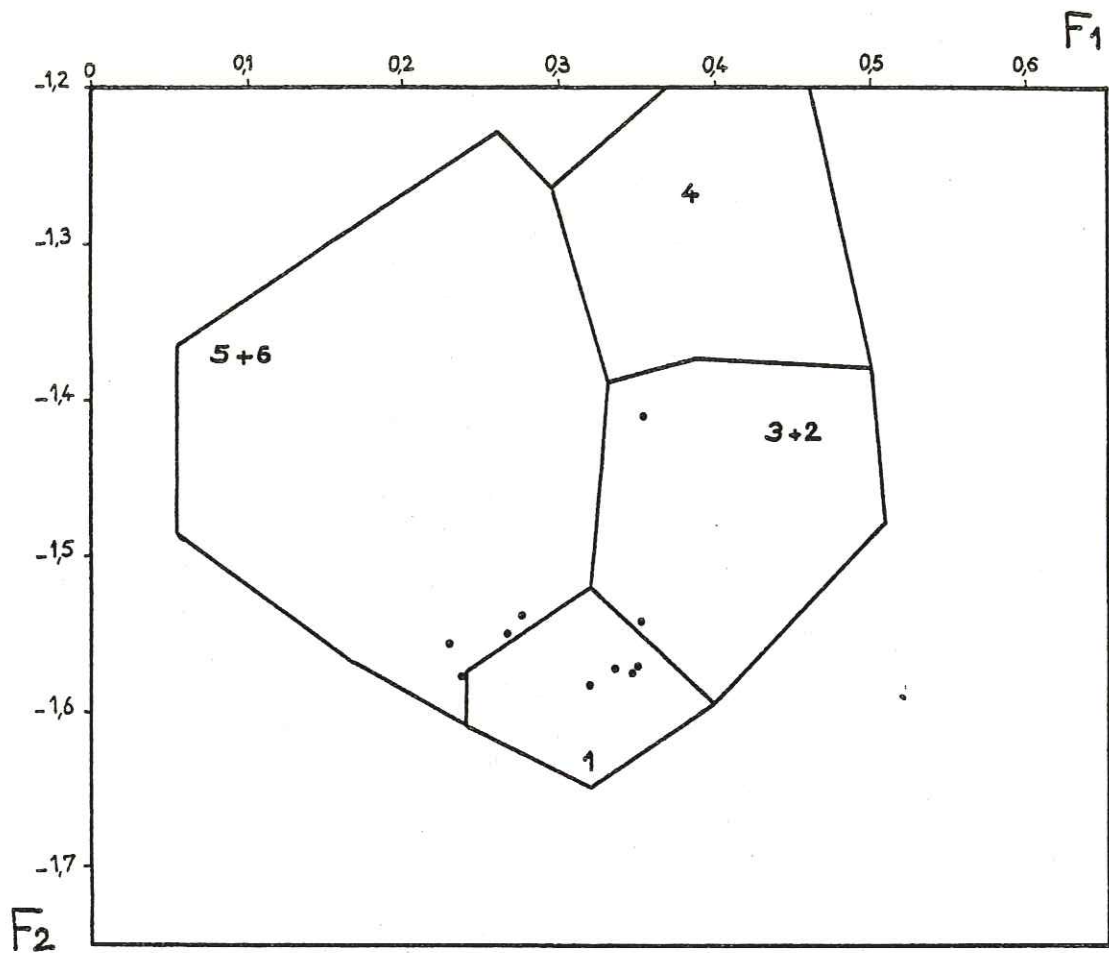


Fig.106 — Diagramme de Pearce (1976)
appliqué aux métabasites du Clapey

2 - Les roches basiques du Clapey : type magmatique

Si l'on envisage, pour le massif du Clapey une origine différente de celle des dolérites, le type de ce magmatisme se pose.

Une phase de spilitisation affectant ces roches basiques, il n'est pas possible, à partir de la distribution des éléments alcalins, d'obtenir des conclusions sur l'origine du magma.

Par contre, l'existence d'un processus de différenciation sous faible pression d'oxygène est assez caractéristique des tholéiites.

Celles-ci sont, malgré tout, plus évoluées que les tholéiites à olivine des sills, leur teneur en MgO étant plus faible (mode de MgO = 3,25 et 4,75% au Clapey) (fig. 59).

Les teneurs en Al_2O_3 sont également faibles (mode d' Al_2O_3 = 13,75%) et s'apparentent à celle des tholéiites continentales de même que leur teneurs en SiO_2 (mode de SiO_2 = 48,5%, analyses non recalculées anhydres).

La forte teneur en TiO_2 des roches basiques du Clapey (mode de TiO_2 = 2,3%, fig. 59) semble être le meilleur argument pour considérer ces roches comme des tholéiites continentales. Rappelons que BEBIEN (1972) donne un mode de TiO_2 à 2,25% pour les basaltes issus d'un volcanisme intraplaque continentale (ou océanique, cas exclus pour Clapey).

Par ailleurs, les teneurs en Sr, bien que dispersées au Clapey dépassent le plus souvent 200 ppm malgré la spilitisation (fig. 90); ces teneurs les rapprochent des tholéiites continentales.

Les teneurs des différents éléments envisagés plus haut sont comparées, dans le tableau ci-dessous, à celles des tholéiites océaniques et des basaltes continentaux selon PEARCE (1976):

	1	2	3
$SiO_2\%$	48,5	49,56	48,81
Al_2O_3	13,75	16,09	14,41
MgO	4,75	7,69	5,96
TiO_2	2,3	1,42	2,47
Sr ppm	40-750	100-200	100-800

Tableau n° 18

- 1 - roches basiques du Clapey
- 2 - basaltes des fonds océaniques
PEARCE (1976), table 1, col. 1
- 3 - basaltes continentaux
PEARCE (1976), table 1, col. 6

Pour 2 et 3, teneurs en Sr d'après
CARMICHAEL, TURNER, VERHOOGEN (1974)
table 9-17.

Les affinités des roches basiques du Clapey avec les tholéiites continentales semblent donc très fortes, bien que ce fait ne soit pas corroboré par les teneurs en éléments alcalins (K, Rb, Ba) diminuées par la spilitisation et donnant un caractère "océanique" à ces tholéiites.

Le diagramme de PEARCE (1976) (fig. 106) établi sur 10 analyses ($FeO^*/MgO = 0,8 - 2,8$) montre une dispersion importante des points entre le domaine 1 (basaltes des fonds océaniques) et le domaine 6 (basaltes continentaux) (diagramme $F_1 - F_2$). On peut donc admettre avec PEARCE que la perte en alcalins entraîne, sur ce diagramme, un déplacement des points vers le pôle basaltes océaniques.

De ce fait, nous pensons que les metabasites du Clapey présentent des caractères de tholéiites continentales plus nets encore que ceux des dolérites des sills.

Nous allons maintenant essayer de retracer l'histoire stratigraphique et magmatique de la région du Versoyen, puis de l'intégrer dans le cadre, plus général, des Alpes Occidentales.

Il convient de rappeler ici les hypothèses formulées par différents auteurs concernant le volcanisme du Versoyen et son contexte.

- Pour LOUBAT (1968), les sills doléritiques et le massif du Clapey appartiennent à un même cortège volcanique, ce massif constituant le coeur de l'intrusion.

- En 1973, ANTOINE, LOUBAT, VATIN-PERIGNON envisagent deux hypothèses permettant de replacer le volcanisme du Versoyen dans le contexte géodynamique alpin.

1) Il s'agirait d'un volcanisme localisé, en liaison avec les failles de distension qui ont conduit à l'ouverture progressive de l'océan piémontais. Ce volcanisme préorogénique fissural de plate-forme continentale représenterait un stade de l'évolution du géosynclinal valaisan.

2) Dans la seconde hypothèse, les auteurs envisagent la possibilité d'un "arc insulaire (zone des Brèches de Tarentaise + zone briançonnaise) flanqué à l'ouest d'un bassin marginal (zone delphino-helvétique et, à partir d'une certaine époque, sillon valaisan), et à l'est de l'océan piémontais".

- Enfin LOUBAT (1975) voit dans le volcanisme du Versoyen le résultat de l'intersection d'une dorsale océanique et d'une marge continentale.

Aucune de ces hypothèses ne permet d'intégrer l'ensemble des résultats fournis par notre étude. Aussi proposons-nous l'histoire suivante:

Résumé de l'histoire sédimentaire, volcanique et tectonique de la zone du Versoyen.

Les terrains attribuables au Paléozoïque sont peu développés dans le Versoyen. Seuls les affleurements leptyniques de Pointe Rousse, résultant de l'écaillage d'un horst (ANTOINE - 1971) se rattacheront au Permien.

Le Trias est, dans la région étudiée, limité à quelques affleurements de dolomie (Prainan), argilites jaunes (Col des Rousses) et de cargneules (Pointe du Clapey, Vallon du Breuil, Col des Rousses). Dans les régions voisines, au nord de Moûtiers, la tendance à l'exhaussement de la région au Trias a été établie (ANTOINE 1971, COLLARD 1973, FUDRAL 1973).

Les calcschistes de l'Arguerey, équivalent latéral probable des calcschistes du Petit Saint Bernard (terminaison ouest du bassin dans lequel ces calcschistes se déposent), peuvent être attribués au Lias. Durant cette période, le caractère subsident semble moins marqué dans la région du Versoyen que sur sa marge est.

Le Dogger et le Malm sont caractérisés par une absence quasi totale de dépôts. Néanmoins, on peut rattacher au Dogger la formation du conglomérat du Collet des Rousses (ANTOINE 1971); ainsi, pensons nous que, sur la bordure ouest du bassin du Petit Saint Bernard (zone des Aiguilles de l'Hermitte), la sédimentation qui régnait au Lias s'est poursuivie sans interruption pendant le Dogger et peut-être le Malm, avec une vitesse de plus en plus réduite, liée à l'exhaussement de la zone du Versoyen relativement à la zone du Petit Saint Bernard. Dans la partie occidentale, un arrêt de sédimentation intervient probablement au Malm, (ANTOINE-1971).

Au Crétacé inférieur et moyen, un léger basculement de cette partie entraîne une subsidence peu marquée. Dans ce nouveau bassin se déposent lentement des pélites noires. Au sud de la région étudiée, ce bassin est accidenté de haut-fonds parfois émergés, ce qui entraînait une paléomorphologie chaotique. L'histoire de cette zone depuis le Trias jusqu'au Crétacé moyen montre une évolution conditionnée par une grande ins-

tabilité du socle, se traduisant par une grande variabilité des formations de couverture. Celles-ci, par contrecoup, sont plus fragiles vis-à-vis des efforts tectoniques ultérieurs.

Au Crétacé supérieur, la subsidence s'accroît et s'élargit à une vaste région dite "bassin du flysch de Tarentaise" (ANTOINE 1971). C'est à l'aube de cette période de subsidence que les émissions basiques du Versoyen se produisent, à la faveur des fractures anciennes réactivées dans un effort de distension. Il s'agit, peut-être, d'une zone d'accidents correspondant au cours du Dogger-Malm à la zone de bordure ouest du bassin du Petit Saint Bernard.

La présente étude a permis de dégager les caractères de ce volcanisme, qui le distinguent nettement de ceux d'un complexe ophiolitique.

Un magma de type tholéiite océanique à olivine migre rapidement à travers la croûte sialique où il acquiert quelques caractères continentaux discrets (teneur en TiO_2 élevée). L'activité volcanique, de durée limitée, se résume à un seul épisode d'injections magmatiques sous faible profondeur dans le bassin des pélites non consolidées; celles-ci voient le développement de minéraux de métamorphisme thermique (andalousite ? cordiérite?). La plus grande partie du magma se met en place sous forme de sills d'épaisseur très variable (0,20 m à 80 m) et seuls quelques rares épanchements basaltiques se produisent sur le fond du bassin, donnant des coulées en coussins d'extension limitée, ou localement des brèches d'explosion. A la base de la série pélitique le magma remanie la formation du Collet des Rousses avec mise en place de sills à enclaves carbonatées.

Les sills les plus minces et les coulées en coussins sont rapidement figés sans qu'aucune évolution n'ait pu intervenir.

Par contre, dans les masses basiques les plus puissantes (épaisseur supérieure à 10m), la solidification est beaucoup plus lente (quelques dizaines d'années), permettant l'apparition d'un processus de différenciation par cristallisation fractionnée sous faible pression d'oxygène. Ce processus débute par un épisode cumulatif séparant, sous l'effet de la gravité, les minéraux d'origine profonde: olivine magnésienne, pyroxène magnésien, plagioclase. Les cumulats ainsi formés, enrichis en Mg, Ni, Cr, se localisent à la base des sills. Sous l'influence d'un refroidissement accéléré, un régime convectif s'installe entre le cœur des sills et leurs bordures, permettant un échange de matière qui alimente la cristallisation sur les épontes. Pyroxène et plagioclase cristallisent à ce moment, le chimisme du pyroxène évoluant avec la différenciation vers un pôle ferrifère.

Alors que la solidification des sills est déjà très avancée, une précipitation d'oxydes de Fe et Ti se produit. Ces ferrodolérites de fin de différenciation s'injectent en bouffées à la partie sommitale des sills. (fig 107)

En fin de cristallisation, l'augmentation de PH_2O (milieu riche en eau) provoque la formation dans le liquide magmatique résiduel, de hornblende brune, et ce, en particulier dans les faciès non ou peu différenciés. C'est le dernier phénomène magmatique, qui clôt la cristallisation dans les sills.

Lors du refroidissement des sills entièrement cristallisés, les dolérites sont affectées de transformations dues à l'action de solutions hydrothermales: c'est la spilitisation, phénomène prenant ici immédiatement le relais des processus magmatiques. La chaleur dégagée par la masse basique en cours de refroidissement, est diffusée par conduction à travers une certaine tranche de sédiments pelitiques, non consolidés et riches en eaux connées. Ces eaux ainsi réchauffées, chargées en Na et Li, percolent à travers la masse basique, provoquant la déstabilisation de la paragenèse HT: plagioclase, olivine et, dans une moindre mesure, pyroxène. Le plagioclase est totalement transformé en albite et épidote, avec perte de Ca et Sr par

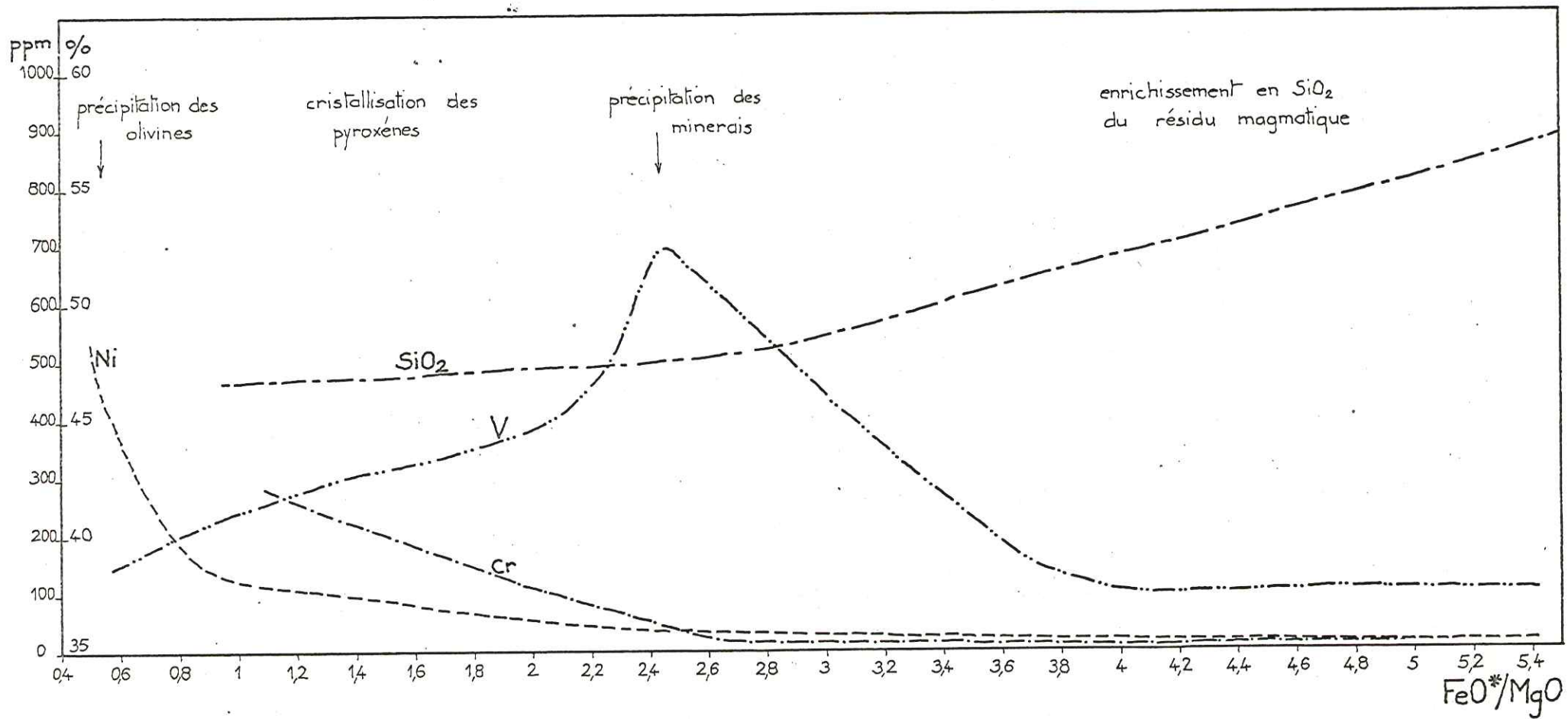


Fig. 107 — La différenciation dans les sills de dolérites du Versoyen

la roche totale, l'olivine est chloritisée, le pyroxène est partiellement déstabilisé en chlorite et/ou actinote. Cette transformation ne modifie pas la répartition primaire de Mg, Fe, Ti, ni surtout celle de Ni, Cr, Co, V. La spilitisation se limite dans les dolérites à un gain de Na_2O , Li, H_2O et une perte de CaO, donnant un caractère assez simple à ce phénomène. La relative simplicité du processus spilitique s'explique par deux facteurs: tout d'abord, la structure doléritique des roches qui retient plus fortement les éléments (Ca en particulier) piégés dans le réseau cristallin des minéraux, que l'absence de toute structure (partie vitreuse d'une lave), d'autre part, l'absence de CO_2 dans le fluide. En effet, les fluides riches en CO_2 présentent une grande agressivité vis-à-vis des minéraux de haute température.

La spilitisation impliquant une circulation de fluides s'accompagne d'un transfert de chaleur de la roche basique vers le milieu sédimentaire. Ceci accélère le refroidissement du sill, la spilitisation étant ainsi rapidement bloquée. C'est pourquoi il nous semble que ce phénomène est obligatoirement limité dans le temps et dans l'espace.

En bordure des sills, les fluides hydrothermaux quittant la masse doléritique, donc changeant de milieu physicochimique, se déchargent d'une partie des éléments en solution et produisent alors les adinoles, roches métasomatiques particulièrement riches en albite, épidote et quartz, épongeant en partie Ca, Na et Sr.

Ces fluides continuent à s'élever en se rassemblant, et finissent par déboucher sur le fond du bassin, parmi les coulées en coussins. Une source hydrothermale apparaît ainsi : ayant pour conséquence la transformation très locale des coussins au débouché de cette source: enrichissement en Na et Si, perte en Fe et Mg plus marqués sur la bordure qu'au coeur, se traduisant par l'abondance d'albite et de glaucophane (coussins à glaucophane de Tormotta). Un réseau filonien à albite et oligiste se développe dans les sédiments avoisinants, par précipitation des éléments transportés par le fluide hydrothermal (Fe, Na).

Cet épisode volcanique terminé, la sédimentation devient plus carbonatée; au bassin des pélites succède un bassin subsident beaucoup plus étendu vers l'est, dans lequel se dépose l'épaisse série du flysch de Tarentaise. Selon ANTOINE (1971) la partie supérieure du flysch pourrait être paléocène. Les terrains plus récents sont inconnus dans cette région, traduisant probablement le début de l'activité tectonique alpine (événement éoalpin).

Alors que depuis le Dogger, les événements tectoniques étaient limités à des mouvements verticaux positifs et négatifs, à partir de la fin du Crétacé supérieur, une intense tectonique tangentielle se développe. Dans la région du Versoyen, elle se manifeste par la création de plis isoclinaux d'axe N 50, déversés vers le nord ouest. La région étudiée correspond au méga-anticlinal du Versoyen (ANTOINE - 1971); l'étude qui précède fournit un argument supplémentaire à la position inverse de ces niveaux (polarité de sills définie par la séquence cumulat-différenciat)

Dans les metabasites constituant les sills, une foliation n'apparaît que très rarement, alors qu'une schistosité S_1 se développe dans les pélites, cette schistosité est définie par la cristallisation de phyllites orientées. Dans celles-ci, les niveaux les plus compétents permettent l'apparition d'un strain slip (S_2) et plus rarement d'une troisième génération de plans de glissement (S'_2) donnant à la roche un débit en amandes millimétriques.

Au cours de cette phase, la série des sills et métapelites (schistes noirs) se clipe et provoque un raccourcissement général de la série volcanique et l'individualisation d'écaillés parfois en position normale (écaille de l'Hermitte).

Cette phase est aussi responsable du découpage en nombreuses unités de la zone subbriançonnaise; ainsi, le bassin du Petit Saint Bernard

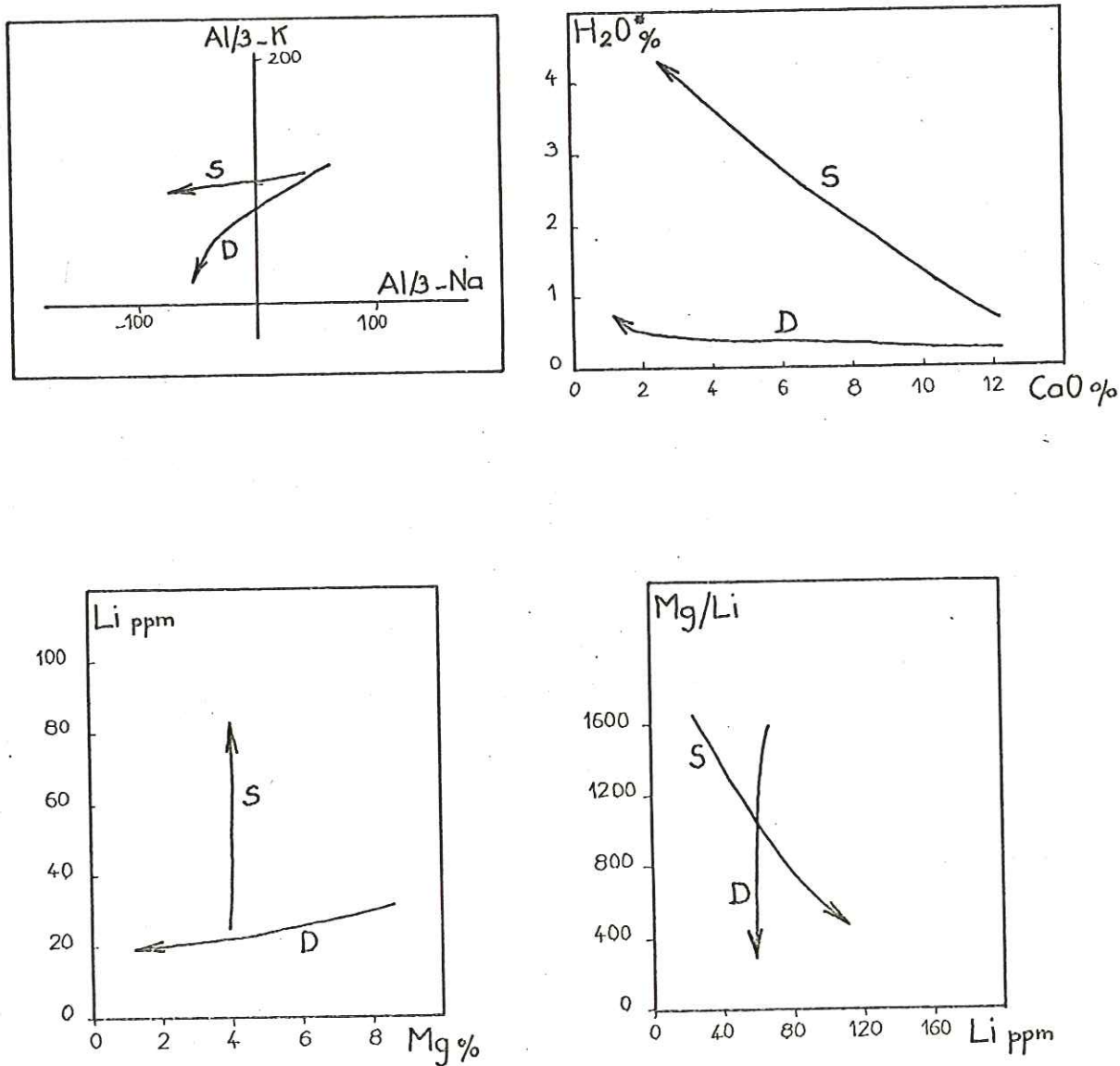


Fig.108 — Différenciation — spilitisation

Evolutions géochimiques
comparées

S = spilitisation
D = différenciation

se clive-t-il sur sa bordure ouest; l'unité du Petit Saint Bernard ainsi individualisée est charriée vers le nord ouest et vient chevaucher la zone du Roignais Versoyen. L'écaillage des lambeaux leptynitiques (Pointe Rousse) associés aux serpentinites est attribuable à cette phase.

Cette dernière entraîne un métamorphisme d'intensité variable dans le temps depuis un faciès Schistes Verts à glaucophane (350 à 550°C - 6 à 8 kb) jusqu'à un faciès Schistes Verts de moyenne pression (350 à 550°C - 3 à 6 kb). Le glaucophane, minéral caractéristique de la 1^e paragenèse métamorphique n'existe que dans les roches les plus sodiques et ferrifères (ferrodolérites), et de ce fait, dans la plupart des faciès ce minéral n'a pu apparaître, et les deux paragenèses sont confondues. Ainsi, les sills minces présentent-ils une minéralogie de faciès Schistes Verts classique à albite, épidote, chlorite, actinote, qui ne fait que reprendre la paragenèse spilitique. Par contre, la composition minéralogique des sills épais est beaucoup plus diversifiée, car étroitement liée au chimisme de la roche; en remplacement des olivines et pyroxènes, les cumulats verront la formation de chlorite magnésienne et actinote, alors que les minéraux ferromagnésiens des faciès différenciés seront déstabilisés en minéraux ferrifères et/ou sodiques, tels que stilpnomélane, amphibole bleu-vert et chlorite ferrifère.

Le contrôle chimique du métamorphisme est suffisamment marqué dans les metabasites du Versoyen pour qu'il soit possible de reconnaître l'état de différenciation de la roche, et ce en l'absence de tout minéral magmatique relique.

Dans un niveau structural moins profond, la région est le siège de plis concentriques d'axe NS, faiblement penté vers le sud. Seul le flanc est de ces structures anticlinales est le siège de glissements vers le nord ouest sur les anciens plans schisteux. Ces glissements provoquent la torsion de la linéation d'intersection schistosité - stratification et la dispersion de ces directions dans ce plan.

Cette phase ne s'accompagne pas de recristallisations métamorphiques.

Quelques failles tardives découpent la région étudiée selon un jeu cartographiquement dextre et achèvent l'histoire tectonique de la région.

Le problème du massif du Clapey.

Le massif du Clapey pose le problème de son autochtonie, donc de son appartenance, ou non, à la série volcanique du Versoyen.

Certains caractères sont communs aux sills et au massif du Clapey:

- . le métamorphisme Schistes Verts à glaucophane, puis Schistes Verts de moyenne pression,
- . la présence d'enclaves sédimentaires carbonatées dans la roche verte.

Néanmoins, plusieurs points permettent de distinguer ce massif de l'ensemble des sills et coulées (Versoyen proprement dit):

- . les roches vertes du Clapey ont été affectées d'un métamorphisme HP: pyroxène jadéitique + quartz + glaucophane dans les faciès métagénétiques de bordure, omphacite (?) + glaucophane + grenat dans les faciès centraux, contrairement aux dolérites des sills,

- . le caractère continental des tholéiites du Clapey est beaucoup plus accentué que celui des dolérites des sills,

- . bien qu'un fractionnement affecte également ce massif basique, la lignée différenciée établie ne concorde pas avec celle des sills,

- . les cumulats se situant à la base de la lentille de roche verte, le massif du Clapey est en position structurale normale.

D'autre part,

- . la masse importante de ce massif, totalement excentrée vers le sud par rapport aux sills les plus puissants,
- . l'existence d'un accident au Col de Forcle, au nord-nord est de la Pointe du Clapey,
- . la position particulière du massif du Clapey, directement chevauchée par l'unité du Petit Saint Bernard,

conduisent à penser que le massif du Clapey est une écaïlle tectonique.

L'hypothèse suivante peut fournir une explication à l'ensemble de ces faits:

. Au Lias, la région du Petit Saint Bernard est le siège d'une subsidence entraînant le dépôt de la série épaisse des calcschistes (1000 m d'épaisseur). Sur la bordure ouest du bassin, un volcanisme basique peu développé se manifeste (futur massif du Clapey), la diagenèse avancée des sédiments carbonatés limitant l'extension de la masse basique et expliquant la présence d'enclaves carbonatées dans la roche verte. Remarquons, par ailleurs, qu'ANTOINE (1971) envisage une origine magmatique pour des albitites de volume très réduit trouvées dans la série des calcschistes du Petit Saint Bernard, au nord du massif du Clapey, laissant supposer une plus grande extension de cette activité volcanique.

. Au delà du Lias, on ne possède aucune donnée concernant la suite de l'évolution du bassin du Petit Saint Bernard. Mais 70 à 80 millions d'années plus tard, au Crétacé supérieur, un processus analogue se développe un peu plus à l'ouest avec le volcanisme du Versoyen, à l'amorce de la subsidence du bassin du flysch de Tarentaise.

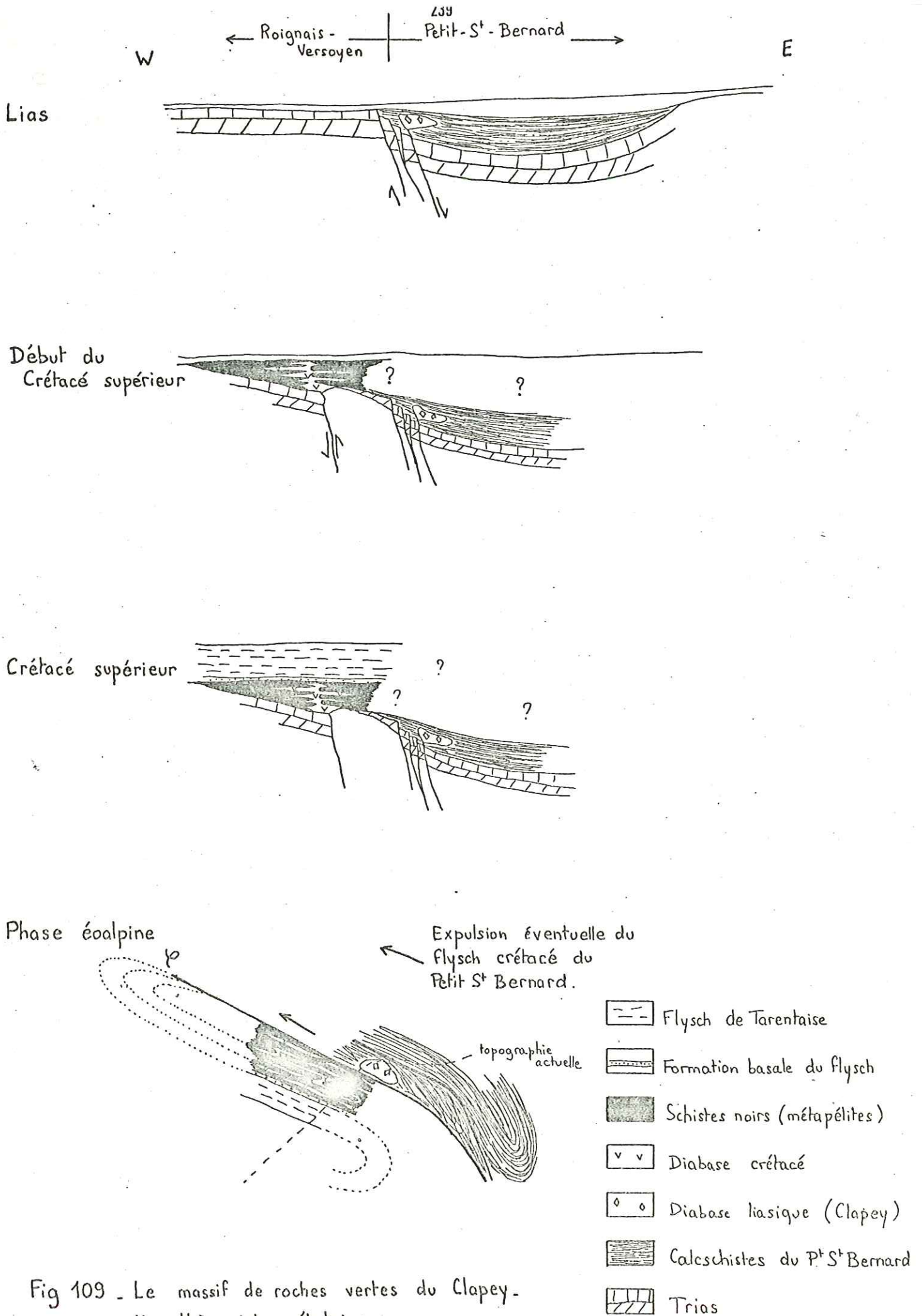
. Les mouvements tectoniques débutant à la fin du Crétacé vont permettre le rapprochement de ces deux manifestations volcaniques d'âge différent. Ils se traduisent par un clivage au niveau de la bordure ouest du bassin des calcschistes, zone mobile de tout temps (fig.109), tandis que la série des sills et pélites du Crétacé se plisse selon un style isoclinal déversé vers le nord ouest. Lors des mouvements tangentiels, conduisant au chevauchement de l'unité du Petit Saint Bernard sur celle du Roignais-Versoyen, un métamorphisme HP apparaît, particulièrement développé dans la zone toute proche du clivage; c'est le cas du massif du Clapey, écaïlle tectonique coincée entre la série des sills et les calcschistes du Petit Saint Bernard.

L'épisode de haute pression localisé et brutal se termine rapidement par relâchement des contraintes. L'histoire métamorphique du massif du Clapey se poursuit alors sous une ambiance de moindre pression (faciès Schistes Verts à glaucophane), ambiance qui régnait déjà dans l'unité du Roignais-Versoyen depuis le début des mouvements tectoniques fini-crétacé.

Ce processus conduit à la disposition actuelle: unité du Petit-Saint-Bernard chevauchant le flanc inverse du mégaanticlinal du Versoyen (série Crétacé), le Clapey (d'âge liasique ?), en position normale étant le seul témoin de l'existence d'une étroite zone de haute pression.

En définitive, le volcanisme tholéiitique fissural de la région du Versoyen, qui ne constitue en aucune façon un complexe ophiolitique est associé à une zone de fragilité de la croûte sialique, certainement amincie, à l'arrière de la marge continentale située plus à l'est. Au Crétacé supérieur en particulier, s'amorce dans cette zone une phase de distension qui sera rapidement bloquée lors des premiers mouvements paroxysmaux alpins (phase éoalpine).

Ainsi, un modèle de rift intracontinental sur une zone de fragilité crustale peut être proposé. Son existence est limitée au crétacé supérieur. La zone de distension, assez réduite au niveau du Versoyen, s'élargit au nord est pour constituer la fosse valaisanne.



Analyses complètes

	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃ ^t	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	TiO ₂	P.F.	Tot.	CO ₂	FeOt	ppm								
	%													Ba	Co	Cr	Cu	Ni	Sr	V	Li	Rb
Dolérites des sills																						
Cumulats																						
G12	43,17	11,95	11,30	0,23	19,13	7,07	1,31	0,05	0,67	5,33	100,21	0,06	10,17	<10	64	272	65	543	260	131	57	<1
Gg22	44,57	15,17	8,89	0,24	14,27	8,88	2,00	0,31	0,97	4,81	100,11	0,10	8,00	96	48	725	54	404	207	146	67	3
Dolérites moyennes																						
C121	51,19	15,10	8,63	0,20	7,45	3,91	4,71	0,18	1,81	5,20	98,38	1,44	7,77	41	25	143	27	116	199	259	73	7,5
C122	47,52	17,32	10,90	0,28	9,19	2,73	4,98	0,01	1,97	4,76	99,66	0,34	9,81	<10	20	135	47	116	100	266	27	3,6
c123	47,66	17,26	10,01	0,20	8,71	5,71	4,72	0,28	1,91	3,72	99,98	0,34	9,01	71	20	138	34	103	367	238	86	6,5
C124	47,69	16,96	8,38	0,19	7,69	6,02	5,51	0,17	1,75	5,18	99,54	2,04	7,54	45	17	131	25	96	343	217	68	6,5
C125	50,29	17,02	8,66	0,20	8,25	2,05	5,21	0,08	1,87	4,56	98,19	0,14	7,79	11	24	124	<10	93	101	260	108	5,2
C126	48,49	16,34	8,37	0,19	6,95	5,60	5,17	0,12	1,71	6,38	99,32	2,86	7,53	23	<10	101	<10	50	230	225	51	3,6
C127	48,20	16,14	9,09	0,21	7,81	3,92	5,00	0,04	1,81	5,48	97,70	1,50	8,18	23	41	132	<10	118	214	256	77	4,4
C128	51,49	15,12	8,23	0,19	7,76	3,37	5,11	0,11	1,84	4,63	97,85	0,82	7,41	11	37	128	20	120	147	250	82	3,6
Gj57	48,26	14,40	9,45	0,33	9,03	5,55	3,25	-	1,66	7,65	99,58	3,17	8,51	<10	34	222	30	91	97	263	69	<1
Hf6	45,72	15,29	11,61	0,27	10,00	9,34	2,50	0,05	1,52	3,44	99,74	0,18	10,45	<10	46	268	17	200	244	234	55	1,5
Hf7	47,45	16,65	11,43	0,19	7,67	7,42	4,12	0,05	1,96	3,18	100,12	0,20	10,29	32	33	250	45	107	176	283	42	2
Hg1	44,55	15,99	8,98	0,28	7,45	15,63	1,94	0,06	1,87	2,55	99,30	0,65	8,08	16	43	245	18	171	322	293	35,5	<1
Hg2	50,11	17,77	8,17	0,16	5,99	9,87	4,25	0,05	1,61	1,59	99,57	0,03	7,35	<10	39	577	49	113	392	286	23,5	<1
Hg8	45,88	16,28	9,73	0,30	8,84	5,05	4,14	0,01	1,71	6,63	98,63	3,01	8,76	<10	30	293	38	91	69	276	81	<1
Hg11	47,28	16,45	11,09	0,30	8,21	6,36	4,32	0,04	1,70	3,71	99,46	0,61	9,98	<10	39	315	42	113	200	313	45,5	<1
Hg12	47,55	15,78	9,25	0,19	7,71	11,09	3,86	0,03	1,52	2,14	98,52	0,07	8,82	<10	25	383	70	79	98	255	35,5	<1
Hg13	50,19	15,22	9,39	0,18	7,44	7,91	4,47	0,06	1,56	2,09	98,51	0,03	8,45	<10	18	339	62	58	214	243	29	<1
Hg22	46,76	16,85	9,49	0,17	8,74	8,94	3,61	0,04	1,38	3,13	99,11	0,07	8,54	<10	40	254	53	165	295	240	45	<1
Hg21	48,18	15,91	9,29	0,34	8,50	7,33	4,39	0,01	1,54	4,16	99,65	1,52	8,36	<10	29	277	43	94	283	269	65	<1
Hg23	46,64	16,18	10,13	0,19	8,34	9,08	3,76	0,04	1,51	2,87	98,74	0,07	9,12	<10	34	281	35	114	327	278	48	<1
Hg25	49,65	15,61	12,30	0,32	7,27	3,93	4,76	0,04	2,29	3,24	99,41	0,03	11,07	<10	41	247	99	115	66	372	57,5	<1
Hg26	48,30	15,19	10,58	0,18	9,17	7,80	3,74	0,06	1,52	3,14	99,68	0,03	9,52	14	43	439	63	193	217	267	54,5	<1
Hg28	48,31	17,86	9,77	0,18	6,07	9,76	3,96	0,03	1,76	2,48	100,18	0,03	8,79	<10	35	341	45	117	235	287	40,5	<1
Hg31	46,27	16,67	11,15	0,20	7,82	9,83	3,31	0,13	1,65	2,94	99,97	0,11	10,03	<10	44	307	17	99	258	294	39	<1
Ib11	43,98	17,79	13,58	0,27	9,61	2,63	4,14	0,021	2,21	5,46	99,69	0,44	12,22	<10	28	176	41	68	10	270	124,5	<1
Ib12	47,78	16,67	9,94	0,26	5,91	5,72	5,89	0,03	2,08	5,10	99,38	2,30	8,95	<10	27	175	58	58	291	279	81,5	<1
Ie11	49,01	16,33	10,99	0,27	7,59	4,64	5,09	0,06	2,17	3,28	99,43	0,07	9,89	13	27	237	25	72	222	281	25,5	1,5
Ie13	44,80	21,10	10,07	0,27	9,26	4,97	4,43	0,04	1,95	4,60	100,49	0,03	9,06	<10	26	226	<10	87	182	222	114,5	1,5
Ie14	45,71	18,11	9,87	0,31	11,17	3,02	4,18	0,04	2,16	5,93	100,50	0,82	8,88	14	35	181	50	104	49	271	97	<1
If20	47,84	15,39	11,55	0,25	6,96	7,14	4,63	0,03	2,59	3,15	99,53	0,76	10,39	<10	28	258	41	110	168	328	39	<1
If21	46,75	14,59	12,12	0,31	7,04	6,96	2,85	0,03	2,47	6,10	99,22	2,29	10,91	<10	28	208	12	92	110	299	40	<1
If22	47,64	15,39	10,46	0,19	9,73	4,20	3,15	0,04	1,78	6,81	99,39	2,09	9,41	<10	28	201	14	105	120	264	88	<1

n°	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃ Stat	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	TiO ₂	P.F.	Tot.	CO ₂	FeOtot	ppm																							
	%													Ba	Co	Cr	Cu	Ni	Sr	V	Li	Rb															
Differenciats																																					
Hf1	57,00	13,68	11,35	0,16	1,89	6,72	3,14	0,23	1,66	2,70	98,53	0,20	10,21	94	32	37	24	39	244	110	14	14,5															
Hf18	49,89	12,93	15,18	0,32	4,17	6,19	4,73	0,29	3,25	2,41	99,36	0,05	13,66	129	39	18	41	68	141	391	60	20															
Hf22	52,84	15,64	11,44	0,22	2,19	6,19	5,96	0,35	1,51	2,71	99,05	0,55	10,30	91	23	13	115	21	182	102	9	16															
Hg4	50,04	13,81	13,35	0,22	5,97	7,84	4,51	0,06	2,87	1,68	100,36	0,07	12,01	<10	32	123	29	48	143	386	32	<1															
Hg29	45,87	11,97	15,76	0,25	5,67	9,22	3,67	0,03	3,95	2,89	99,28	1,03	14,18	<10	55	20	<10	40	214	689	26	<1															
Hg30	53,48	15,36	12,21	0,19	2,65	5,51	5,49	0,12	1,80	2,21	99,02	0,03	10,99	86	29	12	<10	22	183	97	16	6,5															
Id11	47,10	13,61	14,74	0,27	4,69	9,16	4,01	0,03	3,37	1,70	98,68	0,06	13,27	<10	43	19	19	34	303	479	80	1,5															
Id12	49,41	13,44	14,97	0,33	4,61	6,89	4,97	0,09	3,30	1,88	99,89	0,28	13,47	<10	41	19	71	35	122	407	198	4,5															
Dolérites contaminées																																					
Gj65	61,85	16,58	6,77	0,19	3,79	1,02	6,65	0,05	0,75	2,53	100,18	0,21	6,09	23	30	119	14	69	94	147	36	2,5															
Hf21	53,17	19,52	8,77	0,25	4,10	2,22	7,31	0,21	0,73	2,95	99,23	0,35	7,89	30	25	135	15	85	232	163	55	8															
Hg14	54,93	19,38	5,50	0,09	3,19	6,35	6,96	0,01	0,84	1,43	98,68	0,20	4,95	<10	21	159	<10	85	253	187	30	<1															
Hg33	34,14	7,85	3,39	0,16	3,09	29,67	1,60	0,05	0,30	19,23	99,48	17,12	3,05	24	31	103	16	77	533	106	7	2															
Ie25	33,59	11,59	5,28	0,21	3,52	23,27	0,72	1,98	0,55	19,60	100,07	16,64	4,75	216	27	120	11	77	472	134	100	65															
If11	53,54	17,71	7,63	0,38	3,25	6,08	5,01	0,90	0,69	4,42	99,84	2,11	6,87	165	30	134	21	81	555	160	49	36															
Jf33	45,02	19,62	8,79	0,23	8,88	2,68	3,52	2,41	2,62	65,35	99,12	0,74	7,91	296	26	21	<10	26	46	314	89,5	57															
Jf37	42,35	18,89	11,89	0,19	8,26	4,64	4,29	0,74	1,60	7,41	100,26	3,32	10,70	196	18	178	<10	94	133	226	114	20															
Jf44	46,37	19,71	9,03	0,12	7,12	3,23	4,46	2,06	2,38	5,47	99,95	1,39	8,13	518	25	16	16	22	83	302	87	40															
Laves en coussins																																					
Je3	44,30	17,88	10,15	0,47	8,80	3,89	3,87	0,68	1,69	6,85	98,58	2,12	9,13	66	30	359	72	100	81	261	103	29															
Je5	27,43	18,13	25,38	0,57	16,04	1,91	0,02	0,04	1,33	9,54	98,59	0,96	21,22	<10	45	98	11	92	<10	288	93,5	<1															
Ie7	49,85	16,87	9,60	0,24	6,72	4,09	5,72	0,05	2,33	4,03	99,50	1,10	8,64	18	29	220	58	65	145	309	57	2															
Ie8	39,76	16,77	17,30	0,43	11,13	3,01	3,16	0,03	2,34	6,36	100,29	0,41	15,57	19	37	253	28	94	34	316	109	1,5															
Ie9	49,80	18,17	10,59	0,23	8,02	0,89	5,36	0,07	0,95	4,37	98,45	0,34	9,53	14	19	130	23	65	36	173	88,5	2,8															
Ie27	68,15	14,05	4,45	0,09	2,95	0,82	7,25	0,23	0,45	1,34	99,78	0,21	4,00	51	18	95	13	82	57	130	79	7															
Ie28	66,02	14,24	5,04	0,13	2,77	0,95	5,87	0,69	0,51	2,76	98,98	0,75	4,54	154	25	111	12	97	65	149	19	16															
Massif du Clapey																																					
Métabasites																																					
Gj6	50,12	22,12	8,43	0,22	4,71	1,13	4,68	2,86	0,95	4,19	99,41	0,49	7,59	589	27	159	10	110	34	223	94,5	68															
Gj16	50,01	15,52	10,06	0,32	7,08	7,75	4,26	0,02	1,97	2,46	99,45	0,21	9,05	<10	29	259	16	78	262	299	30,5	<1															
Gj19	48,66	15,43	11,22	0,33	7,73	7,33	4,19	0,07	1,61	2,74	99,81	0,35	10,10	<10	37	276	14	100	181	284	40,5	2															
Gj20	48,82	16,36	9,13	0,27	4,84	12,33	3,28	0,05	2,39	1,55	99,02	0,14	8,22	<10	33	190	18	51	214	433	17	<1															
Gj21	48,64	16,12	11,73	0,24	6,67	7,25	4,40	0,06	1,85	2,51	99,47	0,14	10,56	<10	35	274	22	53	243	362	39	<1															
Gj22	50,04	13,71	13,10	0,35	4,54	9,36	8,22	0,33	2,61	1,13	99,39	0,35	11,79	<10	44	47	<10	37	70	530	43	15															
Gj24	49,91	13,83	11,98	0,36	5,12	9,80	3,96	0,11	2,24	1,47	98,80	0,07	10,78	<10	25	59	54	53	410	524	15	2,5															
Gj26	48,13	14,12	14,02	0,29	4,77	8,77	4,28	0,11	2,24	1,82	98,55	0,35	12,62	<10	34	35	39	41	97	414	15	1,5															
Gj41	36,24	18,39	12,39	0,45	3,05	19,84	0,03	0,03	1,07	6,95	98,44	4,24	11,15	<10	29	185	<10	69	1610	338	52	<1															
Gj42	47,21	19,41	6,63	0,11	6,67	11,93	3,13	0,07	0,86	2,58	98,60	0,13	5,97	14	29	749	51	91	231	194	31,5	2,5															
Gj52	50,11	18,83	8,31	0,22	3,04	12,47	4,60	0,12	0,96	1,26	99,92	0,07	7,48	15	24	161	21	76	754	229	5	2															

N°	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃ tot	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	TiO ₂	P.F.	Tot.	CO ₂	FeOtot	Ba	Co	Cr	Cu	Ni	Sr	V	Li	Rb
%														ppm								
Gj47	48,03	13,98	9,16	0,63	3,02	9,62	4,42	0,25	0,68	9,13	98,92	7,28	8,24	<10	23	117	46	54	196	124	49	7,5
Gj55	51,98	13,48	12,52	0,42	3,45	8,56	5,36	0,15	2,84	0,66	99,42	0,03	11,27	<10	25	14	53	24	314	110	5,5	1,5
Gj56	45,76	13,08	24,94	0,67	4,31	3,85	2,52	0,11	2,19	2,80	100,23	0,07	22,44	14	42	12	43	24	46	63	62	4
Gj66	53,67	12,48	15,06	0,35	2,69	6,58	4,64	0,47	2,23	1,02	99,19	0,05	13,55	49	13	<10	<10	10	196	34	29	13
Faciès de bordure																						
Gj5	57,92	18,85	7,15	0,17	3,57	0,52	8,22	0,04	0,76	2,21	99,51	0,14	6,43	25	22	121	<10	104	240	209	109,5	2
Gj10	58,33	18,14	6,64	0,14	2,51	1,56	7,33	0,29	0,87	3,00	98,81	1,04	5,97	<10	<10	143	<10	41	13	189	53,5	4,5
Gj11	53,15	18,48	6,33	0,19	2,54	3,88	7,32	0,97	0,87	4,93	99,66	3,26	5,70	89	16	141	<10	66	89	161	53	34
Gj12	55,39	17,16	5,89	0,14	2,29	4,61	7,75	0,50	0,80	4,56	99,09	3,30	5,30	56	17	135	11	58	179	164	42,5	32,5
Gj13	60,01	17,95	6,17	0,08	2,60	1,23	8,90	0,20	0,75	1,24	99,13	0,14	5,55	<10	<10	135	<10	56	42	185	179	4,5
Gj14	55,90	20,39	6,96	0,10	3,32	1,59	7,90	0,82	0,99	2,09	100,06	0,07	6,26	65	17	155	<10	38	83	190	119,5	35,5
Gj18	64,15	17,13	4,98	0,06	2,77	0,33	7,77	0,11	0,72	1,74	99,76	0,28	4,18	17	<10	131	<10	70	30	208	24	2,5
Gj32	57,10	18,32	6,45	0,10	3,77	1,12	8,73	0,18	0,91	2,45	99,13	0,61	5,80	37	14	119	<10	80	73	167	83,5	5
Gj37	60,45	17,54	4,35	0,14	2,63	3,19	8,34	0,06	0,99	1,03	99,22	0,03	3,91	<10	18	132	25	54	249	176	12	1,5
Gj38	55,08	18,87	6,19	0,14	1,71	8,07	7,15	0,04	1,00	1,19	99,44	0,07	5,57	<10	22	148	11	61	1106	186	<10	<1
Gj39	56,45	19,50	6,29	0,17	3,30	2,85	8,02	0,29	0,93	2,09	99,89	0,94	5,66	<10	17	141	24	79	288	166	34,5	11,5
Gj43	61,00	16,78	6,08	0,30	2,91	2,42	8,57	0,09	0,72	1,22	100,09	0,13	5,47	<10	<10	139	183	58	104	168	18,5	2,5
Gj46	57,01	18,49	5,76	0,26	2,17	3,26	8,39	0,42	0,88	3,56	100,20	2,15	5,18	47	16	146	<10	77	62	179	33,5	20
Gj48	61,30	18,59	3,71	0,08	1,73	1,77	10,03	0,12	0,84	1,59	99,76	0,07	3,34	<10	11	142	<10	57	43	163	131,5	3,5
Gj50	58,08	17,51	5,35	0,14	3,01	3,31	8,45	0,20	0,73	3,65	100,43	2,22	4,81	38	15	122	<10	70	100	163	75,5	8
Gj51	60,18	19,17	4,79	0,12	3,34	0,67	9,02	0,31	0,82	1,94	100,36	0,14	4,31	67	<10	138	15	77	38	169	28	9,5
Gj69	54,84	18,47	10,12	0,08	2,47	2,50	8,38	0,60	0,70	1,53	99,69	0,22	9,11	117	34	152	13	64	237	202	29	29
Gj70	62,14	19,70	3,65	0,05	1,58	0,60	8,93	0,14	0,78	2,00	99,57	0,39	3,28	17	23	154	17	71	75	196	70	4
Adinoles																						
Hf5	54,27	19,92	7,72	0,20	3,76	2,45	6,70	0,15	1,21	2,77	99,15	0,07		25	428	198	17	378	317	203	61	6
Hg6	68,33	13,14	3,55	0,12	0,68	8,44	3,21	0,05	0,52	1,31	99,35	1,09		13	27	23	55	77	458	127	5,5	1,5
Hg7	61,47	18,92	3,08	0,06	2,03	1,94	9,39	0,05	0,81	1,08	98,83	0,03		<10	13	169	21	79	81	195	14	<1
Hg9	56,47	16,97	3,57	0,20	3,51	5,70	7,22	0,11	0,69	4,67	99,11	3,01		<10	13	127	19	74	254	161	46	5,5
Hg24	61,47	19,31	3,74	0,09	2,26	0,24	9,19	0,12	0,86	1,46	98,74	0,24		16	<10	153	<10	61	40	209	27	3
Ib10	85,00	5,57	1,78	0,06	1,21	0,89	1,83	0,01	0,43	1,57	98,35	0,77		27	<10	47	25	48	484	88	18	<1
Faciès sédimentaires																						
Pélites																						
C120	48,86	15,45	9,39	0,28	8,98	5,33	0,51	3,03	1,74	6,39	99,96	2,52		658	18	125	<10	95	116	215	77	115
C129	62,77	16,94	4,30	0,05	2,09	0,11	0,18	5,35	0,76	5,03	97,58	2,65		650	18	146	22	61	44	204	42	224
Fd3	55,42	20,92	6,23	0,19	3,08	1,63	1,26	5,13	0,97	4,83	99,66	2,50		664	13	163	36	52	437	177	98,5	206
Gj1	55,56	14,99	6,00	0,32	2,57	7,13	0,55	2,87	0,70	8,80	99,49	6,49		289	25	135	51	69	161	169	80,5	93
Gj3	61,63	17,07	7,22	0,21	4,21	0,19	3,96	2,07	0,81	3,02	100,39	0,07		434	32	135	<10	98	14	207	65,5	65,5
Gj2	57,80	16,96	6,56	0,28	3,50	1,91	3,24	2,74	0,76	4,69	98,44	2,83		287	18	149	<10	86	46	203	53,5	112

N°	%												ppm									
	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃ tot	MnO	MgO	CaD	Na ₂ O	K ₂ O	TiO ₂	P.F.	Tot.	CO ₂	FeO _{tot}	Ba	Co	Cr	Cu	Ni	Sr	V	Li	Rb
Gj3	61,63	17,07	7,22	0,21	4,21	0,19	3,96	2,07	0,81	3,02	100,39	0,07		434	32	135	<10	98	14	207	65,5	65,5
Gj9	57,80	16,96	6,56	0,28	3,50	1,91	3,24	2,74	0,76	4,69	98,44	2,83		287	18	149	<10	86	46	203	53,5	112
Gj15	49,89	21,64	10,43	0,12	4,63	0,33	4,65	2,59	0,99	3,71	98,98	0,03		258	19	160	<10	93	47	201	91	136,5
Gj17	55,43	20,42	7,01	0,17	3,16	1,38	4,04	3,01	0,91	4,03	99,56	1,02		305	20	163	75	74	86	204	67	153,5
Gj31	60,48	19,24	5,92	0,18	3,13	0,55	0,64	4,50	0,98	4,66	100,28	2,16		493	17	150	29	75	22	197	73	175
Gj35	56,65	20,06	6,69	0,52	2,70	1,41	2,47	4,36	1,48	3,22	99,56	0,34		549	19	130	21	62	43	212	50	176,5
Gj36	56,90	17,42	7,41	0,33	3,49	3,20	3,33	2,82	0,94	4,45	100,29	1,55		266	23	118	14	50	105	175	51	102,5
Gj40	65,00	16,20	4,96	0,53	2,97	1,54	4,89	1,55	0,77	2,04	100,35	0,13		<10	16	139	17	76	271	161	31	47
Gj45	61,36	17,00	8,10	0,24	3,66	0,40	4,03	1,85	0,71	2,89	100,24	0,03		238	20	122	12	78	26	152	57,5	73,5
Gj62	58,38	20,58	7,88	0,29	2,74		0,67	3,63	0,85	4,90	99,92	2,53		394	20	153	52	71	77	187	48	157
Hf15	60,02	16,76	6,14	0,32	2,16	2,93	6,96	0,33	0,60	3,26	99,48	2,38		58	33	117	246	70	104	138	31	12
Hg10	63,68	17,04	2,95	0,14	2,54	2,30	5,05	1,87	0,62	3,14	99,33	1,34		213	18	145	13	79	104	193	43	62,5
Hg16	56,32	19,02	7,73	0,36	3,79	1,85	0,89	3,53	0,93	5,48	99,90	2,76		338	18	153	<10	72	49	185	100	112
Hg17	57,67	18,43	6,57	0,25	3,32	2,55	0,91	3,33	0,88	5,43	99,34	2,35		310	11	134	13	62	51	169	85,5	108
Hg18	53,01	16,90	3,25	0,31	2,90	8,60	0,68	3,59	0,79	9,33	99,36	6,18		322	11	135	<10	61	75	160	67	133
Hg19	55,90	19,97	5,09	0,20	3,81	4,20	2,74	2,46	0,93	4,68	99,98	1,24		315	19	154	<10	91	210	190	84,5	84,5
Hg20	55,84	19,65	5,54	0,21	3,80	2,69	7,38	0,64	0,86	3,40	100,01	1,03		105	13	140	<10	62	132	183	67,5	19
Ie1	85,00	5,48	5,04	0,38	1,61	0,72	0,02	0,18	0,12	1,64	100,19	0,20		29	<10	16	24	48	34	44	35	8
Ie2	62,22	17,76	7,57	0,43	3,01	0,03	0,39	4,07	0,85	4,11	100,44	1,01		384	<10	107	59	42	33	148	72	134
Je10	61,22	18,50	5,16	0,08	2,94	0,01	1,67	5,10	0,84	4,29	99,81	1,11		671	<10	141	25	29	<10	188	17	149
Calcaire																						
Gj44	31,77	10,81	4,48	0,68	1,82	24,75	1,23	0,49	0,54	21,79	98,36	20,66		27	22	117	15	52	522	104	81,5	16,5
Serpentinites et Faciès associés																						
Fd2	41,33	3,69	8,70	0,12	33,54	0,81		0,02	0,18	11,24	100,27	0,34		15	78	2532	53	2122	<10	89	3	<1
Fd4	41,71	9,04	7,79	0,19	27,45	5,27	0,01	0,05	0,56	7,79	100,04	0,24		<10	35	1232	56	609	<10	116	4,5	<1
Fd6	31,85	14,92	12,04	0,22	28,40	0,17		0,02	1,36	10,90	99,88	0,07		<10	46	713	112	324	<10	277	4	<1
Fd8	34,26	14,63	8,98	0,15	30,04	1,33		0,02	0,75	9,54	99,70	0,03		<10	34	116	32	410	<10	121	8	<1
Fd9	52,13	19,80	6,61	0,22	5,75	2,92	6,83	0,08	1,08	3,07	98,49	0,14		40	20	151	24	79	655	174	105	<1
Fd10	42,89	2,95	8,22	0,14	31,60	2,81			0,21	9,71	99,13	0,48		17	67	2668	45	1650	<10	61	3	<1
If1	40,50	13,79	14,90	0,25	19,83	1,17	0,02	0,04	0,14	8,02	98,66	0,03		<10	19	<10	<10	469	<10	75	93,5	<1
If4	43,82	4,64	13,02	0,13	24,57	7,24	0,04	0,05	0,19	4,70	99,14	0,07		<10	74	3147	19	2200	<10	96	4,5	<1
If5	39,24	4,13	6,96	0,17	36,52			0,04	0,15	11,67	99,44	0,03		<10	52	2326	<10	1729	<10	91	4	<1
Leptynites et Faciès associés																						
Jf23	72,26	13,94	3,32	0,04	2,56	0,02	3,20	2,42	0,42	2,22	100,40	0,03		264	<10	<10	<10	12	<10	29	28	62
Jf25	71,78	9,66	1,36	0,19	1,62	5,77	0,17	2,96	0,13	6,57	100,21	4,64		342	<10	<10	<10	12	62	<10	23,5	82
Jf32	84,04	7,88	1,18	0,10		1,09	3,04	0,56	0,34	1,12	99,35	0,60		95	11	28	<10	48	22	53	5,5	13
Jf35	68,88	17,25	1,78	0,02	1,10	0,04	7,98	1,13	0,41	1,08	99,67	0,07		174	<10	18	<10	22	40	23	11,5	28,5
If8	56,98	22,91	1,24	0,01	1,51		0,29	6,95	0,99	6,48	97,34	11,02		>20.000	<10	148	12	15	39	223	136	12

* Analyses effectuées au C.R.P.G. Nancy (Analyste : K.GOVINDARAJU)

Analyses partielles des dolérites

N°	Fe ₂ O ₃ tot	CaO	TiO ₂	Sr
	%			ppm
Bk4	12,13	7,92	1,67	84
Bk5	10,30	8,46	1,44	92
Bk11	9,81	9,59	1,49	110
B13	11,60	7,14	2,55	237
C132	10,11	7,95	2,12	146
C136	10,21	10,60	2,52	189
Fe5	7,95	7,37	1,60	229
Ge4	11,41	7,38	2,02	147
Ge5	12,41	5,28	2,47	142
Ge7	10,06	11,89	2,02	313
Ge8	13,57	6,69	3,00	192
Gh12	11,16	9,05	1,69	82
Hh2	8,68	9,83	1,36	206
Hh7	10,95	7,09	1,77	129
Hh18	11,34	8,48	2,22	103
Hh19	11,55	7,09	2,37	193
Hh23	11,11	8,75	1,91	84
Hh24	9,89	9,53	2,00	226
Hh26	23,67	1,51	1,35	89
Hh27	10,26	9,65	1,91	221
Hh28	9,22	11,11	1,67	282
Ib3	10,75	1,87	1,97	82
Ib6	10,03	2,30	1,84	108
Id2	11,96	4,97	2,34	171
Id4	9,33	6,00	2,96	228
Id9	15,12	1,73	2,38	29
Jf3	12,26	6,36	1,82	96
Jf4	10,65	7,47	1,40	217
Jf8	11,20	7,62	2,42	163
Jf9	6,83	7,88	1,06	241
Jf12	12,89	5,68	2,32	151
Jf13	10,39	10,47	2,41	209
Jf14	10,74	8,26	1,81	219
Jf16	11,62	8,13	2,32	134
Jf17	12,24	3,38	1,87	62
Fe5	7,95	7,37	1,60	229

* Analyses effectuées au laboratoire de G.VIVIER,
à l'institut Dolomieu
(Analyste : J.L. LASSERRE)

BIBLIOGRAPHIE

- AMSTUTZ G.C., 1968.-Les laves spilitiques et leurs gîtes minéraux. Geol.Rund. 47/3, pp.936-954.
- AMSTUTZ G.C., PATWARDHAN A.M., 1974.-A reappraisal of the textures and the composition of the spilites in the permo-carboniferous verrucano of Glarus, Switzerland. In "Spilites and Spilitic Rocks" Ed.G.C.Amstutz.Springer-Verlag.
- ANTOINE P., 1971.-La zone des Brèches de Tarentaise entre Bourg-Saint-Maurice (vallée de l'Isère) et la frontière italo-suisse. Thèse Grenoble, 367 pages.
- ANTOINE P., LOUBAT H., VATIN-PERIGNON N., 1973.-Hypothèses nouvelles sur l'origine et la signification des "ophiolites" du domaine pennique externe (Savoie-Valais). Géol.Alpine, t.49, pp.21-39.
- AUMAITRE R., BUFFET G., 1973.-Minéralogie, pétrographie et géochimie des laves spilitiques et des filons basiques associés du massif des Ecrins-Pelvoux (Alpes françaises accidentales). Thèse Grenoble, 300 pages.
- BANNO S., 1969.-Aegyrinaugites from crystalline schists. Sikoku J. Geol.Soc.Japan 65, pp.652-657.
- BARBIER R., 1951.-La prolongation de la zone subbriançonnaise de France, en Italie et en Suisse. Trav.Lab.Géol.Grenoble, t.29, pp.3-46.
- BAYLEY G., 1972.-Determination of chlorite compositions by X ray spacing and intensities, Clays and Clay Minerals. 20, pp.381-388.
- BEARTH P., 1962.-Versuch einer Gliederung alpinenmetamorpher Serien der Westalpes. Schweiz Min.Petr.Mitt. 42, pp.127-137.
- BEARTH P., 1966.-Zur mineralfaziellen Stellung des Glaukophangesteine der Westalpen. Schweiz Min.Petr.Mitt. 46, pp.13-23.
- BEBIÉN J., 1972.-Teneurs en TiO_2 des roches volcaniques: comparaison des volcanismes actuel et ophiolitique. C.R.Acad.Sci. (Paris). t.275.série D, pp.1967-1970.
- BEUS A.A., 1964.-Distribution of lithium in igneous rocks. Geochim. Int., pp.808-811.
- BIRCH F., LECOMTE P., 1960.-Temperature-pressure plane for albite composition. Am.J.Sci. 258, pp.209-217.

- BJORNSSON S., 1968.-Radon and water in volcanic gas at Surtsey, Iceland. Geochim. Cosmochim. Acta, 32, pp. 815-822.
- BOCQUET J., 1974.-Etudes minéralogiques et pétrologiques sur les métamorphismes d'âge alpin dans les Alpes Françaises. Thèse Grenoble. 489 pages.
- BROWN G.M., 1957.-Pyroxenes from the early and middle stages of fractionation of the Skaergaard magma. Min. Mag. vol. 45, p. 15.
- BROWN G.M., 1961.-X ray identification and crystal structures of clay minerals. Mineralogical Society.
- BURNS R.G., 1968.-Enrichments of transitional metal ions in silicate structures. Origin and distribution of the elements. Ed. L.H. Ahrens, pp. 1151-1164. Pergamon Press.
- CANN J.R., 1969.-Spilites from the Carlsbed Ridge, Indian Ocean. Journal of Petrology. 10/1. pp. 1-19.
- CARMICHAEL I.S.E., 1964.-The petrology of Thuigmuli, a tertiary volcano in Eastern Iceland. Journal of Petrology. 5, pp. 435-460.
- CARMICHAEL I.S.E., TURNER F.J., VERHOOGEN J., 1974.-Igneous Petrology. Mac Graw Hill.
- CARR M.H., TUREKIAN K.K., 1961.-The geochemistry of cobalt. Geochim. Cosmochim. Acta. 23, pp. 9-60.
- CHATTERJEE N.C., 1970.-Synthesis and upper stability of paragonite. Contr. Mineral. Petrol. 27, pp. 244-257.
- CHATTERJEE N.C., 1972.-The upper stability limit of the assemblage Paragonite-Quartz and its natural occurrences. Contr. Mineral. Petrol. 34, pp. 288-303.
- CHATTERJEE N.C., 1973.-Low temperature compatibility relations of the assemblage Quartz-Paragonite and the thermodynamic status of the phase rectorite. Contr. Mineral. Petrol. 42, pp. 259-271.
- COLEMAN R.G., BEATTY L.B., BRANNOK W.W., LEE D.E., 1965.-Eclogites and eclogites: their differences and similarities. Geol. Soc. Am. Bull. 76, pp. 483-508.
- COLLARD J., 1973.-La zone des Brèches de Tarentaise entre Montgirod et le vallon du Cormet d'Arêches, au nord de Moutiers (Savoie). Thèse 3^{ème} cycle Grenoble.
- CORLISS J.B., 1971.-The origin of metal-bearing submarine hydrothermal solutions. J. Geophys. Res. 76, pp. 8128-8138.
- DEER W.A., HOWIE R.A., ZUSSMANN J., 1962.-Rock Forming Minerals. Longmans London.
- EDEL'SHTEIN I.I., 1960.-Geochemistry of nickel. Geochemistry. 7. pp. 718-729.

- ELLENBERGER F., 1958.-Etude géologique du pays de Vanoise. Mémoire pour l'explication de la carte géologique détaillée de la France.
- ELLIS A.J., MAHON W.A., 1964.-Natural hydrothermal systems and experimental hot-water/rock interactions. Geochim. Cosmochim. Acta, pp.1323-1357.
- ELTER P.&G., 1957.-"Sull' esistenzio, nei dintorni dell piccolo San Bernardo, di un elemento tettonico riferibile al ricopri-mento del Pas du Roc". Rend. dell'Acad. Naz dei Lincei .8^e série. vol. XXII/2, pp.181-187.
- ENGEL A.E.J., ENGEL C.G., HAVENS R.G., 1965.-Chemical characteristics of oceanic basalts and the upper mantle. Bull. Geol. Soc. Am. 76, pp.719-734.
- ERNST W.G., 1968.-Amphiboles, Crystal chemistry. Phase relations and occurence. Springer-Verlag, Berlin.
- FAURE G., HURLEY P.M., 1963.-The isotopic composition of strontium in oceanic and continental basalts: application to the origin of igneous rocks. Journal of Petrology. 4, pp.31-50.
- FRANCHI S., 1900.-Nuove localita con fossil meozoïci nelle zone delle pietre verdi presso il colle del piccolo San Bernar-do (valle d'Aosta). Bull. dell. R. Comitato geologico, anno 1899, série II, fasc. 4, vol. 10, p.305.
- FUDRAL S., 1973.-Contribution à l'étude de l'unité de Moutiers (zone des Brèches de Tarentaise) entre le vallon du torrent du Cormet d'Arêches et le hameau des Chapieux (Savoie). Thèse 3^{eme} cycle Grenoble.
- GANGULY F., LECOMTE P., 1969.-Chloritoïd stability and related para-genesis: theory, experiments and applications. Am. J. Sci., 258, pp.209-217.
- GAST P.W., 1960.-Limitations of the composition of the upper mantle. Jour. Geophys. Res. 65, pp.1287-1297.
- GENEST A.M., JAROY M., 1975.-La composition isotopique des minéraux dans les spilites. Spilitisation et métamorphisme. 3^{eme} réunion annuelle des Sciences de la Terre-Montpellier, p.161
- GOLDBERG E.D., ARRHENIUS G.O.S., 1958.-Chemistry of Pacific pelagic sediments. Geochim. Cosmochim. Acta, 13, pp.153-212.
- GOLDSCHMIDT V.M., 1937.-The principles of distribution of chemical elements in minerals and rocks. J. Chem. Soc., pp.655-673.
- GUNN B.G., 1963.-Layered intrusions in the Ferrar dolerites, Antarc-tica. Min. Soc. Amer. Special Paper. 1, pp.124-133.
- HAJASH A., 1975.-Hydrothermal processes along Mid-Ocean Ridges: an experimental investigation. Contr. Min. Petr. 53/3, pp.205-226.

- HAMILTON D.L., ANDERSON G.M., 1967.-Effects of water and oxygen pressures on the crystallization of basaltic magma. In "Basalts". t.1. Ed.H.H.Hess, J.Wiley.New-york.
- HART S.R., 1970.-Chemical exchange between sea water and deep ocean basalts. Earth Planet.Sci.Lett. 9, pp.269-279.
- HEIER K.A., ADAMS J.A.S., 1964.-The geochemistry of the alkali metals. In "Physics and Chemistry of the Earth". vol.5, pp.251-381. Ed.Ahrens L.H., Press F., Runcorn S.R. Oxford Pergamon.
- HESS H.H., 1956.-The magnetic properties and differentiation of dolerite sills: discussion. Am.J.Sci. 254, pp.446-451.
- HERRMANN A.G., POTTS M.J., KNAKE D., 1974.-Geochemistry of the rare earth elements in spilites from the oceanic and continental crust. Contr.Min.Petrol. 44, pp.1-16.
- HEY M.H., 1954.-A new review of the chlorite. Jour.Miner.Soc. vol.XXX.
- HIRST D.M., 1962.-The geochemistry of modern sediments from the Gulf of Paria II. The location and distribution of trace elements. Geochim.Cosmochim.Acta, 26, pp.1147-1188.
- HOLLAND D.H., 1967.-The solubility of carbonates minerals. In "Geochemistry of hydrothermal ore deposits". Ed.Barnes H.L.Holt, Rinehart, Winston Inc.
- HOSCHEK G., 1967.-Untersuchungen zum Stabilitätsbereich von Chloritoïd und Staurolith. Contr.Min.Petrol. 14, pp.123-162.
- IISHI K., SAITO M., 1973.-Synthesis of antigorite. Amer.Min. 58, pp.915-919.
- JAEGER J.C., 1968.-Cooling and solidification of igneous rocks. In "Basalts". t.2, pp.503-536. Ed.H.H.Hess, J.Wiley.New-York.
- JAEGER J.C., JOPLIN G., 1956.-The magnetic properties and differentiation of dolerite sills: discussion. Amer.J.Sci. 254, pp.443-446.
- JAMIESON B.G., CLARKE D.B., 1970.-Potassium and associated elements in tholeiitic basalts. Jour.Petrol. 11/2, pp.183-204.
- JOHANNES W., PUHAN D., 1971.-The calcite-aragonite transition, reinvestigated. Contr.Min.Petrol. 31, pp.28-38.
- KOGARKO L.N., 1973.-The Ni/Co ratio as an indication of the mantle origin of magmas. Geochim.Int. 10/5, pp.1081-1086.
- LA ROCHE H., de, 1968.-Comportement géochimique différentiel de Na, K et Al dans les formations volcaniques et sédimentaires. C.R.Acad.Sci.(Paris). t.267, série D; pp.39-42.
- LA ROCHE H., de, ROCCI G., JUTEAU T., 1974.-Essai de caractérisation chimique des associations spilites. In "Spilites and Spilitic Rocks", pp.39-58. Ed; G.C.Amstutz. Springer-Verlag.
- LEAKE B.E., 1964.-The chemical distinction between ortho- and para-amphibolites. Jour.Petrol. 5, pp.238-254.

- LEAKE B.E., 1965.-The relationship between composition of calciferous amphibole and grade of metamorphism. Controls of Metamorphism.
- LEAKE B.E., 1968.-A catalog of analysed calciferous and subcalciferous amphiboles together with their nomenclature and associating minerals. Geol.Soc.Amer.Special Paper. 98, 210 pages.
- LEFEVRE C., 1969.-Remarques sur la valeur du paramètre b de la maille des clinopyroxènes. Bull.Soc.Fr.Mineral.Cristallogr.
- LIOU J.G. et al., 1974.-Experimental studies of the phase relations between greenschist and amphibolite in a basaltic system. Am.J.Sci. 274, pp. 613-632.
- LOUBAT H., 1968.-Etude pétrographique des ophiolites de la "zone du Versoyen" Savoie (France), province d'Aoste (Italie). Arch. Sc.Genève 21, pp. 265-457.
- LOUBAT H., 1975.-La zone du Versoyen témoin possible d'une intersection entre dorsale volcanique océanique et marge continentale. Arch.Sc.Genève. 28/1.
- MAC BIRNEY R.A., 1963.-Factors governing the nature of submarine volcanism. Bull.Volc. 26, pp. 455-469.
- MAC DOUGALL I., 1964.-Differentiation of the Great Lake dolerite sheet, Tasmania. J.Geol.Soc.Australia. 11, pp. 107-132.
- MANSON V., 1967.-Geochemistry of basaltic rocks: major elements. In "Basalts". t.1. Ed. H.H. Hess, J. Wiley. New-York.
- MICHEL R., 1953.-Les schistes cristallins des Massifs du Grand Paradis et de Sesia Lanzo (Alpes franco-italiennes). Sc. Terre, Nancy. 1, 287 pages.
- MIDDLEMOST E.A.K., 1972.-A simple classification of volcanic rocks. Bull.Volc. 36/2, pp. 382-397.
- MIYASHIRO A., 1973.-Metamorphism and metamorphic belts. London, George Allen et Unwin LTD. 492 pages.
- MIYASHIRO A., SHIDO F., EWING N., 1969.-Diversity and origin of abyssal tholeiite from the Mid-Atlantic ridge near 24° and 30° North latitude. Contr.Min.Petrol. 23/1, pp. 38-52.
- MONTIGNY R., 1975.-Géochimie comparée des cortèges de roches océaniques et ophiolitiques. Problèmes de leur genèse. Thèse, Paris.
- MOORE J.G., 1965.-Petrology of deep-sea basalt near Hawaii. Am.J.Sci. 263, pp. 40-52.
- MOORE J.G., EVANS B.W., 1967.-The role of olivine in the crystallization of the prehistoric Makaopuhi tholeiitic lava lake, Hawaii. Contr.Min.Petrol. 15, pp. 202-223.
- MOTTL M.J., CORR R.F., HOLLAND H.D., 1974.-Chemical exchange between seawater and mid-ocean ridge basalt during hydrothermal alteration: an experimental study. Geol.Soc.Am.Abstracts with program. 6, p. 879.

- MUIR I.D., 1951.-The clinopyroxenes of the Skaergaard intrusion, Eastern Greenland. Min.Mag. 29, p.690.
- MUIR I.D., TILLEY C.E., 1964.-Basalts from the northern part of the rift zone of the Mid-Atlantic ridge. Jour.Petrol. 5, pp.409-434.
- MURRAY R.J., 1954.-The clinopyroxenes of the Garbh Eilean Sill, Shiant Isles. Geol.Mag. 91, p.17.
- NICHOLLS G.D., ISLAM M.R., 1971.-Geochemical investigations of basalts and associated rocks from the ocean floor and their implications. Phil.Trans.Roy.Soc.Lond. A268, pp.469-486.
- NITSCH K.H., 1969.-Experimentelle Bestimmung der oberen Stabilitätsgrenze von Stilpnomelan. D.M.G.Tagung Bern Ref.Vortr. 38.
- NITSCH K.H., 1971.-Stabilitätsbeziehungen von Prehnit und Pumpellyit hättigen Paragenesen. Contr.Min.Petrol. 30, pp.240-260.
- OSBORN E.F., 1959.-Role of oxygen pressure in the crystallisation and differentiation of basaltic magma. Am.J.Sci. 257, pp.609-647.
- PEARCE J.A., 1976.-Statistical analysis of major element patterns in basalts. Jour.Petrol. 17/1, pp.15-43.
- POLDERVAART A., HESS H.H., 1951.-Pyroxenes in the crystallisation of basaltic magma. Journ.Geol., vol.59, p.472.
- POPP A.K., GILBERT M.C., 1972.-Stability of acmite-jadeite pyroxene at low pressure. Am.Min. 57, pp.1210-1231.
- PRINZ M., 1967.-Geochemistry of basaltic rocks: trace elements. In "Basalts" t.1. Ed. H.H. Hess. Wiley and sons. New-York.
- PUCHELT B., 1972.-Article Baryum. In "Handbook of Geochemistry".
- RAGLAND P., ROGERS J.J.W., JUSTUS P.S., 1968.-Origin and differentiation of triassic dolerite magmas, North Carolina, USA. Contr.Min.Petrol. 20, pp.57-80.
- REINARDT B., 1974.-The relationships between spilites and other members of the Oman Mountains ophiolite suite. Spilites and Spilitic Rocks, pp.207-228.
- RILEY J.P., FONGUDAI M., 1964.-The lithium content of sea water. Deep-Sea Res. 11, pp.563-565.
- RINGWOOD A.E., 1955.-The principles governing trace element distribution during magmatic crystallisation.
part I: The influence of electronegativity. Geochim. Cosmochim. Acta, 7, pp.189-202.
part II: The rule of complex formation. Geochim. Cosmochim. Acta, 7, pp.242-254.
- ROSS D.A., 1972.-Red Sea hot brine area: revisited. Science 175, pp.1455-1457.

- SCHIDLOWSKI M., STAHL W., 1971.-Kohlenstoff- und Sauerstoff-Isotopenuntersuchungen an der Karbonatfraktion alpiner Spilite und Serpentinite sowie von Weilburgiten des Lahn-Dill-Gebietes. N.Jb.Mineralog. 115, pp.252-278.
- SCHOELLER H., 1929.-La nappe de l'Embrunais au nord de l'Isère. Bull.Carte Géol.Fr. n°775. t.XXXIII. Thèse.
- SCHURMANN K., 1967.-Hydrothermale experimentelle Untersuchungen an metamorphen monoklinen Hornblenden. Teil II. Zur Stabilität der actinolitischen Hornblenden. N.Jb.Mineralog., pp.346-353.
- SPOONER E.T.C., FYFE W.S., 1973.-Sub sea floor metamorphism, heat and mass transfer. Contr.Min.Petrol. 42, pp.287-304.
- STEINMANN G., 1926.-Die ophiolitischen Zonen in den mediterranen Kettengebirgen. Congr.Geol.Int.Madrid 2, pp.637-667.
- TATSUMOTO M., HEDGE C.E., ENGEL A.E.J., 1965.-Potassium, rubidium, strontium, thorium, uranium and the ratio of ^{87}Sr to ^{86}Sr in oceanic tholeiitic basalt. Science, pp.886-888.
- TAYLOR H.P., EPSTEIN S., 1968.-Hydrogen-isotope evidence for the influx of meteoric groundwater into shallow igneous intrusions. 1968 Ann.Mtg.Geol.Soc.Am., p.294.
- TOMASSON J., KRISTMANNDDOTTIR H., 1972.-High temperature alteration minerals and thermal brines, Reykjanes, Iceland. Contr.Min.Petrol. 36, pp.123-134.
- TRUMPY R., 1955.-Remarques sur la corrélation des unités penniques externes entre la Savoie et le Valais et sur l'origine de la nappe des Préalpes. Bull.Soc.Géol.Fr. (6)V, pp.217-231.
- TUREKIAN K.K., WEDEPOHL K.H., 1961.-Distribution of the elements in some major units of the earth's crust. Geol.Soc.Am.Bull. 72, pp.175-192.
- TUREKIAN K.K., CARR M.H., 1963.-The Cr and Ni contents of basalts and eclogites. Geochim.Cosmochim.Acta, 27, pp.835-846.
- UNKSOV V.A., LODOCHINIKOVA N.V., 1961.-Abundance of cobalt and nickel in igneous rocks and the earth's crust. Geochemistry, 9, pp.801-812.
- VALLANCE T.G., 1960.-Concerning spilites. Proc.Luinean.Soc.N.S.W. 94, pp.8-50.
- VALLANCE T.G., 1969.-Spilites again: some consequences of the degradation of basalts. Proc.Luinean.Soc.N.S.W. 94, pp.8-51.
- VALLANCE T.G., 1974.-Pyroxenes and the basalt spilite relation. In "Spilites and Spilitic Rocks", pp.59-68. Ed.G.C.Amstutz. Springer-Verlag.
- VALLANCE T.G., 1974.-Spilitic degradation of a tholeiitic basalt. Jour.Petrol. 15, part.1, pp.79-96.

- VATIN-PERIGNON N., SHAW D.M., 1972.-Comportement du lithium et d'autres éléments en traces dans quelques coulées triasiques de l'Aiguille de Morges (Alpes françaises méridionales): une contribution au problème de l'origine des roches spilitiques. Géol.Alpine.48,pp.201-206.
- VINOGRADOV A.P., 1962.-Average contents of chemical elements in the principal types of igneous rocks of the earth's crust. Geochemistry.7,pp.641-664.
- VUAGNAT M., 1956.-Sur les roches à stilpnomélane du Versoyen (Savoie). Arch.Genève.9,pp.321-325.
- WAGER L.R., MITCHELL R.L., 1951.-The distribution of trace elements during strong fractionation of basic magma-a further study of the Skaergaard intrusion, East Greenland. Geochim.Cosmochim.Acta,1,pp.129-207.
- WAGER L.R., BROWN G.M., 1967.-"Layered igneous rocks". Oliver and Boyd.London.
- WALKER F., 1940.-Differentiation of the Palisades diabase, New Jersey. Bull.Geol.Soc.Amer.51,pp.1059-1106.
- WEDEPOHL K.H., 1962.Beitrag zur Geochemie des Kupfers. Geol.Rund.52, pp.492-504.
- WHITTAKER E.J.W., ZUSSMANN J., 1956.-The characterization of serpentine minerals by X ray diffraction. Min.Mag.31,pp.107-126.
- WILKINSON J.F.G., 1957.-The clinopyroxenes of a differentiated teschenite sill near Gunnedah, N.S.W. Geol.Mag.91,p.17.
- WINCKLER H.G.F., 1973.-Petrogenesis of metamorphic rocks. 3rd Edition Springer-Verlag.Berlin.New-York.
- WRIGHT T.L., 1968.-X ray and study of alkali feldspar. The American Mineralogy,53.

addendum

- COMPSTON W.I, Mc DOUGALL I., HEIER K.S. 1968 - Geochemical comparison of the mesozoic basaltic rocks of Antarctica, South Africa, South America and Tasmania — Geochim. Cosmochim. Acta 32 pp 129-149

Dernière page d'une thèse

VU

Grenoble, le 8 juillet 1976

Le Président de la thèse

A handwritten signature in black ink, appearing to be 'B. Guinard', written over a horizontal line.

Vu, et permis d'imprimer,

Grenoble, le

Le Président de l'Université
Scientifique et Médicale